

Санкт-Петербургский государственный университет

ЛИХАЧЕВ Владислав Александрович

Выпускная квалификационная работа

**Петрология ксенолитов гранатовых вебстеритов из даек и трубок
взрыва Кандалакшского грабена, Беломорье**

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.01 – «Геология»

Основная образовательная программа ВМ.5515.2021

Научный руководитель:

доцент кафедры петрографии,

кандидат геолого-минералогических наук

Корешкова Марина Юрьевна

Рецензент: младший научный сотрудник

институт геологии и геохронологии докембрия РАН

кандидат геолого-минералогических наук

Иванова Анна Александровна

Санкт-Петербург

2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ.....	8
2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД.....	10
3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК.....	11
4. РЕЗУЛЬТАТЫ.....	18
4.1 Петрография	20
4.2 Минералогия.....	25
4.3 Характеристика химического состава пород.....	31
4.4 Петрогенные элементы	32
4.5 Составы редких элементов	37
4.6 Термобарометрия	40
5. ОБСУЖДЕНИЕ	44
5.1 Состав пород.....	44
5.2 Термобарометрия	45
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	46
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	48

ВВЕДЕНИЕ

Работа посвящена решению вопроса о генезисе ксенолитов гранатовых вебстеритов из даек и трубок взрыва на о. Еловый и островах Сальные луды в Кандалакшском архипелаге Белого моря. Эта цель включает в себя характеристику наблюдаемых минеральных ассоциаций и структур пород, а также выбор гипотезы происхождения протолитов (реститы от частичного плавления пород основного состава, магматические кумуляты или закристаллизованные недифференцированные магмы).

Согласно полученным нами данным эти породы являются метаморфическими, поскольку их минеральные ассоциации сформировались в субсолидусных условиях, и в таком случае правильно использовать термин «ортопироксеновый эклогит». Однако в литературе за подобными ксенолитами прочно закрепились термины «гранатовый пироксенит» или «вебстерит». Поэтому мы следуем сложившейся традиции, чтобы подчеркнуть сходство с подобными ксенолитами из даек и трубок взрыва в других провинциях (например, Downes, 2007). Кроме того, эклогиты – это породы, сложенные омфацитом и пиропом, тогда как в изученных ксенолитах клинопироксен чаще представлен Na-Al-диопсидом.

Ксенолитам пироксенитов и гранулитов из лампрофировых и оливин-мелилититовых даек и трубок взрыва района г. Кандалакша посвящено множество работ (Kempton et al., 1995, 2001; Sharkov, Downes, 1998; Koreshkova et al., 2001, 2017). Впервые интрузивные тела на островах описаны в 1924 году Куплетским и Белянкиным. Предыдущими исследователями дана характеристика структур пород, слагающих ксенолиты, их химического и минерального составов и состава породообразующих минералов. В работах приводятся результаты расчетов температур и давлений. В работе (Ветрин, Калинин, 1992) ксенолиты сопоставлены с породами Колвицкого и Кандалакшского анортозитовых массивов. В работе (Sharkov, Downes, 1998) указывается на их сходство с раннепротерозойским комплексом беломорских друзитов. На основе Sm-Nd модельных возрастов сделано заключение о древнем архейском (2.5-2.9 млрд. лет) возрасте протолитов (Неймарк и др., 1993; Kempton et al., 2001). В ксенолитах также отмечено несколько возрастных этапов формирования метаморфического парагенезиса в протерозое (Ветрин, Немчин, 1998; Koreshkova et al., 2017; Koreshkova and Downes, 2021).

Значительно меньше внимания уделено ксенолитам пироксенитов. В работах (Шарков, Пухтель, 1986; Биндеман и др., 1990; Ветрин, Калинин, 1992; Kempton et al., 1995, 2001; Koreshkova et al., 2001, 2017) описаны

единичные ксенолиты гранатовых вебстеритов. Е.В. Шарков и И.С. Пухтель (1986) высказали предположение об их родстве с гранулитами. П. Кемптон с соавторами (1995, 2001) рассматривают такие породы как магматические кумуляты. Работа И. Биндемана и др., (1990) посвящена проявлению метасоматоза в гранатовых вебстеритах. Данные, приведенные в ранних работах, неполные, в частности, отсутствуют содержания РЗЭ. В работах П. Кемптон с соавторами (1995, 2001) рассматриваются два сильно измененных ксенолита, в которых существование ортопироксена предполагается по присутствию псевдоморфоз. М.Ю. Корешкова с соавторами (2001) изучили 5 гранатовых вебстеритов и предположили, что ксенолиты не приурочены к единому магматическому событию, а образованы из разных магм. М.Ю. Корешкова с соавторами (2017) установили возраст метаморфического циркона из ксенолита mk459, который составляет 1,67 млрд лет. Таким образом, авторы предшествующих исследований использовали единичные образцы, и поэтому их выводы представляются несколько необоснованными. В данной работе собраны литературные данные, а также использованы собственные материалы, что позволило провести комплексное исследование ксенолитов.

Данная работа является попыткой детального описания и изучения ксенолитов гранатовых вебстеритов из даек и трубок взрыва на островах Кандалакшского архипелага, поскольку должного внимания гранатовым вебстеритам уделено не было.

Целью выпускной квалификационной работы является определение генезиса ксенолитов гранатовых вебстеритов (ортопироксеновых эклогитов), поиск их протолитов, что предполагает петрографическое, минералогическое, геохимическое изучение пород.

В процессе написания работы были выполнено следующее: петрографическое описание 6 образцов в шлифах; определение модальных составов 6 пород с использованием столика Андина и программного обеспечения ImageScore; построены классификационные и вариационные диаграммы; получены химические составы пород методом пересчета на основе модальных составов и составов минералов, а также их плотности; проанализированы содержания редких элементов в породах и минералах, и нанесены на мультиэлементные диаграммы; получены химические составы минералов с помощью микрозонда; а также рассчитаны Р-Т параметры с помощью палеогеотермометров, что позволило решить следующие задачи:

1. классификация ксенолитов по минералогическому и химическому составам;
2. термобарометрия минеральных парагенезисов;

3. определение потенциальных протолитов изучаемых ксенолитов;
4. выбор модели генезиса ксенолитов.

Лабораторные исследования включали:

- петрографическое изучение с определением модального состава – 6 образцов;
- расчет составов пород – 10 образцов;
- микронзондовый анализ минералов – 10 образцов;
- рентгенофлуоресцентный анализ составов петрогенных элементов – 4 образца;
- расчет P-T параметров ксенолитов – 10 образцов.

Аналитические методы охарактеризованы в соответствующей главе №1.

Защищаемые положения:

1. Вебстериты являются метаморфическими породами, и их минеральная ассоциация образовалась при температуре от 730 до 885 °С, и давлении от 1.3 до 2.2 ГПа.

2. В ксенолитах представлены породы разного происхождения: кумуляты и недифференцированные магматические породы, близкие по составу пикритам

Актуальность работы. Изучение глубинных ксенолитов позволяет судить о составе нижней коры и верхней мантии, а также о процессах, протекающих в них. Пироксениты являются важной составляющей верхней мантии (например, Downes, 2007) и играют важную роль в образовании базальтовых магм, например, таких как первичные магмы континентальных траппов (Sobolev et al., 2007, и другие). Пироксениты также слагают часть нижней коры островных дуг, активных континентальных окраин и стабильной континентальной коры. Сами пироксениты могут иметь разное происхождение и представлять собой закристаллизовавшиеся магмы, их кумуляты, метасоматизированные перидотиты и реститы при частичном плавлении в нижней коре. Перемещение коровых пироксенитов в мантию может происходить при субдукции океанической коры или при деламинации континентальной коры.

Таким образом, происхождение ксенолитов из лампрофировых и оливин-мелилититовых даек и трубок взрыва района г. Кандалакша представляет интерес и с фундаментальной точки зрения происхождения глубинных пироксенитов, и с точки зрения геологической истории региона, учитывая предполагаемый древний (> 1.7 млрд лет) возраст пород.

Научная новизна. В данной работе проведено комплексное изучение ксенолитов гранатовых вебстеритов из даек и трубок взрыва островов

Кандалакшского архипелага. Автором собраны имеющиеся литературные данные по изучаемому объекту, проведены собственные исследования. С помощью инструментальных методов, а также расчета получены составы петрогенных и редких элементов для 10 ксенолитов гранатовых вебстеритов. Для выбора гипотезы происхождения пироксенитов произведена попытка интерпретации составов, а также сравнения наших пород с известными или экспериментально полученными гранулитами, кумулятивными вебстеритами и эклогитами, гранатсодержащими реститовыми породами. Рассчитаны P-T параметры существования минеральных ассоциаций.

Практическая значимость. Изучение ксенолитов с самого зарождения геологической науки был самым достоверным из имеющихся методом изучения строения недр нашей планеты, а именно верхней мантии и земной коры в целом. Балтийский щит является интересным, активным и сложным с геологической точки зрения регионом. Изучение подобных геологических объектов, в том числе при помощи ксенолитов, позволяет понимать механизмы образования абиссальных горных пород, протекавшие на протяжении миллиардов лет.

Данные о составе, структуре и возрасте глубинных ксенолитов необходимы для интерпретации строения нижней коры и верхней мантии, в том числе, интерпретации геофизических данных. Эти данные также нужны для реконструкции геологической истории региона, поскольку метаморфическая история нижней коры неразрывно связана с историей верхнекорковых пород и обусловлена теми же геологическими событиями.

Структура работы. Общий объём работы составляет 52 страницы, структура состоит из введения, 5 глав текстового материала, заключения, списка использованных источников и литературы. Текст проиллюстрирован 27 рисунками и 6 таблицами. Список использованных источников насчитывает 54 наименования.

В работе использованы следующие сокращения:

Aeg – эгирин,

Alm – альмандин,

Amph – амфибол,

Ap – апатит,

Avg – среднее (average),

Сpx – клинопироксен,

En – энстатит,

Fs – ферросилит,

Grs – гроссуляр,

Grt – гранат,

ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой,
Ilm – ильменит,
Jd – жадеит,
LA-ICP-MS – масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией,
Orx – ортопироксен,
Phl – флогопит,
Prg – паргасит,
Prp – пироп,
Qz – кварц,
REE – редкоземельные элементы,
Rt – рутил,
TAS – диаграмма в координатах SiO_2 и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Total Alkalis-Silica)
Wo – волластонит,
XRF (РФА) – рентгенофлуоресцентный анализ,
ИСА-1 – Интеграционный стол Андина – 1,
СОХ – срединно-океанический хребет.

1. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для достижения целей работы и решения поставленных задач использовались следующие методы исследования: петрографическое изучение прозрачных полированных шлифов в проходящем и отраженном свете, определение количественного минерального (модального) состава (программное обеспечение ImageScore использовалось для получения модальных составов пород, а также графической обработки изображений), микрозондовый анализ состава минералов, определение валового состава пород методом XRF и ICP-MS и путем расчета, определение состава минералов методом LA-ICP-MS, оценка температуры и давления с помощью палеогеотермометров.

Петрографические исследования полированных шлифов выполнены при помощи поляризационного микроскопа Leica DM750 P.

Анализ состава минералов в полированных шлифах проводился с применением электронно-зондового микроанализа на приборе Hitachi TM-3000 с энергодисперсионным анализатором Oxford ED-3000 (РЦ «Геомодель»). Полученные результаты по образцам занесены в таблицы Excel и интерпретированы. Данные о составе минералов использованы для оценки температуры и давления, при которых данная минеральная ассоциация была равновесной.

Оценить температуру и давление, при которых минералы находятся в равновесии, можно с помощью моделирования фазовых равновесий или с помощью минеральных термометров. В последнем случае мы предполагаем, что минералы находятся в равновесии. На основе составов минералов рассчитываются константы реакций, которые зависят от температуры и давления. Зная составы минералов, можно рассчитать температуру и давление кристаллизации данной ассоциации. Существует большое множество термометров и барометров, основанных на минеральных реакциях, например, Cpx-Orx геотермометр (Henry D.J, Medaris L.G, 1976), Grt-Orx геобарометр (Nickel, Green, 1985), нефелин-полевошпатовый геотермометр (Перчук Л.Л и др., 1991).

Для решения задачи определения модального состава ксенолитов гранатовых вебстеритов использовался интеграционный столик Андина (ИСА-1), а также программное обеспечение ImageScore (версия 12.3.3) с предварительной обработкой изображений с помощью ПО Adobe Photoshop CS6 для корректного распознавания минералов, слагающих породы. Построение треугольных классификационных диаграмм выполнено при помощи программы TriQuick.

Содержания петрогенных элементов в породе получены при помощи рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), основанного на взаимодействии рентгеновского излучения с анализируемым веществом. Метод основан на регистрации и последующем анализе спектра, полученного путём воздействия на исследуемый образец рентгеновского излучения. При облучении образца происходит возбуждение электронов и возникает характеристическое рентгеновское излучение при переходе электронов из возбужденного в нормальное состояние, при этом каждый атом испускает фотон с энергией строго определённого значения. Спектр регистрируется на детекторе, и далее по пикам полученного спектра определяется, какие химические элементы присутствуют в данном образце.

Для нескольких образцов возникла необходимость рассчитать валовый состав. Химический состав пород рассчитан из составов минералов, их объемных количеств и плотности минералов с учетом составов конкретных минералов (использованы данные из работы (Howie, Zussman, Deer, 1992).

Анализ редких и редкоземельных элементов осуществлен при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Исследуемая порода перетирается в порошок, который затем растворяется, и полученный раствор подается с помощью перистальтического насоса в распылитель, в котором потоком аргона превращается в аэрозоль. Аэрозоль через центральный канал плазменной горелки попадает в плазму, где под воздействием высокой температуры (7000–8000 К) вещества, содержащиеся в пробе, диссоциируют на атомы и ионизируются. Образовавшиеся положительно заряженные ионы проходят через систему ионной оптики в анализатор, где происходит фильтрация ионов по отношению массы к заряду и детектирование интенсивности ионного потока. Результаты анализа проинтерпретированы и нанесены на мультиэлементные диаграммы с нормированием на хондрит CI и примитивную мантию (Sun, 1982; Sun, McDonough, 1989).

Локальный анализ редких и редкоземельных элементов в минералах получен с помощью LA-ICP-MS. Метод заключается в распылении сфокусированным на поверхности пробы импульсным лазерным излучением микрообъема пробы с последующим переносом аэрозолей потоком газа (аргона, гелия) в горелку ICP и детектированием образовавшихся ионов с помощью масс-спектрометра.

2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД

Впервые дайки щелочных пород с глубинными включениями на островах Кандалакшского архипелага и сопредельных территориях северо-западного Беломорья были описаны Д.С. Белянкиным и Б.М. Куплетским (1924 г.). Позднее они изучались Н.Г. Судовиковым (1936 г.), И.С. Ожинским (1938 г.), А.А. Кухаренко (1967 г.), А.Г. Булахом (1959, 1962 гг.) и В.В. Иваниковым (1973, 1977 гг.). В конце 50-х годов К.А. Шуркин открыл трубку взрыва на острове Еловом, которую Н.А. Курылева и В.В. Носиков (1959) сопоставили с кимберлитовыми трубками Якутии. С того времени началась история изучения ксенолитов в дайках и трубках взрыва северо-западного Беломорья как представителей глубинного вещества коры и мантии, и потенциальных алмазоносных тел.

Ксенолитам гранулитов из оливин-мелилититовых даек и трубок взрыва посвящено множество работ (Шуркин, Румянцева, 1979; Шарков, Пухтель, 1986; Биндеман и др., 1990; Ветрин, Калинин, 1992; Неймарк и др., 1993; Ветрин, Немчин, 1998; Sharkov, Downes, 1998; Kempton et al., 1995, 2001 и др.). В данных работах исследователи дали характеристику структур пород, слагающих ксенолиты, их химического и минерального составов и состава породообразующих минералов. Приводились результаты расчетов температур и давлений, которые показали, что ксенолиты сформировались в нижней коре. Для гранулитов из трубки взрыва на о. Еловом было показано, что они отвечают по составу изверженным породам и что большинство из них представляют когенетичную толеитовую серию пород, связанных фракционированием оливина (Kempton et al., 1995). В работе (Ветрин, Калинин, 1992) ксенолиты сопоставлены с породами Колвицко-Кандалакшского анортозитового массива. В работе (Sharkov, Downes, 1998) указывается на их сходство с раннепротерозойским комплексом беломорских друзитов. Решение вопроса о происхождении пород в ксенолитах во многом зависит от оценки их возраста. На основе Sm-Nd модельных возрастов сделано заключение о древнем архейском (2.4-2.9 млрд. лет) возрасте протолитов (Неймарк и др., 1993). В ксенолитах также установлено несколько возрастных этапов формирования метаморфического парагенезиса в протерозое (Ветрин, Немчин, 1998; Koreshkova et al., 2017).

3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Балтийский щит – выступ докембрийского фундамента в северо-западной части Восточно-Европейской платформы. Сложен породами раннего докембрия (возраст 3,2–1,7 млрд. лет). На северо-западе на него надвинуты складчатые образования Скандинавских каледонид, на севере и северо-востоке – байкалиды юга Баренцева моря и Тиманского кряжа. На юге и юго-востоке породы щита погружаются под чехол Русской плиты.

В строении щита выделяются три крупные части – мегаблоки: восточный (Кольско-Карельский), центральный (Свекофеннский) и западный (Южно-Скандинавский).

Объект исследования находится на территории Беломорского подвижного пояса, расположенного на восточной окраине Фенноскандинавского кристаллического щита между Карельским кратоном и Кольской провинцией. Он простирается в северо-западном направлении на ≈ 700 км и имеет ширину 70-150 км (рис. 1).

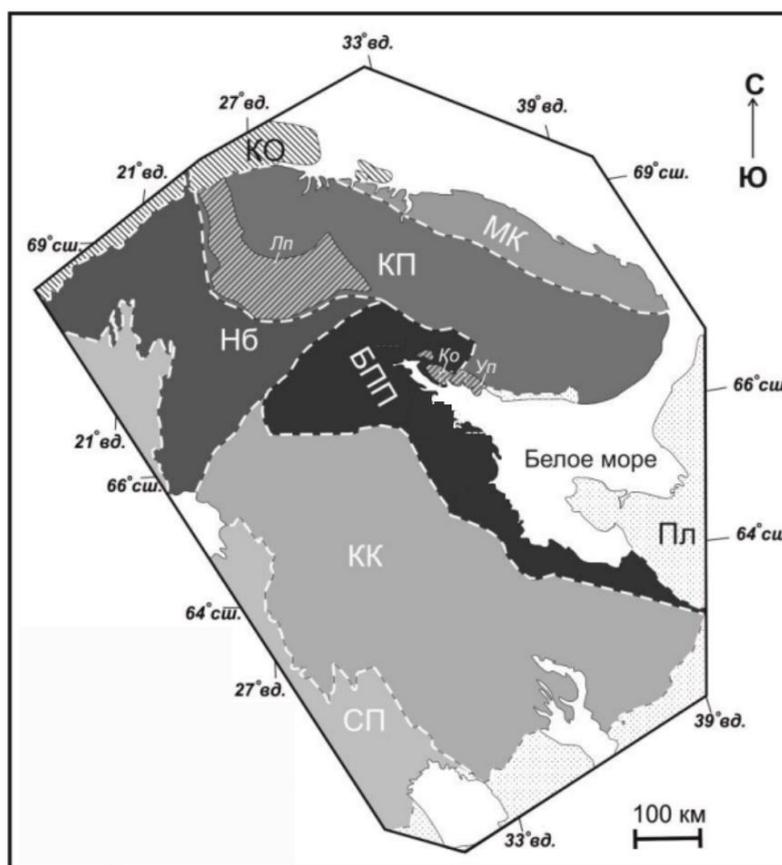


Рис. 1. Положение Беломорского подвижного пояса на схеме тектонического районирования Фенноскандинавского щита (по Слабунову, 2008): БПП - Беломорский подвижный пояс, МК - Мурманский кратон, КП - Кольская провинция, КК - Карельский кратон, Нб - провинция Норрботтен, СП - Свекофеннская провинция, КО - области Каледонского орогенеза, Пл - платформенный чехол, Лп; Уп; Ко; - Лапландская, Умбинская и Колвицкая зоны гранулитов.

Беломорский подвижный пояс имеет сложную историю развития: в его пределах выделяют несколько этапов складчатости и метаморфизма в архее и палеопротерозое, многочисленные этапы кислого и основного магматизма (Володичев, 1990; Бибикина и др., 2004; Слабунов, 2008).

По современным данным, в совокупности мезо-неоархейские комплексы Беломорской тектонической провинции представляют собой аккреционно-коллизийный ороген, сформировавшийся между ~2,88–2,76 млрд лет назад (Минц и др., 2010). Данные сейсмического профилирования показали, что границы Беломорского подвижного пояса с террейнами Кольской провинции на С-СВ и Карельского кратона на Ю-ЮЗ представляют собой полого погружающиеся в северо-восточном направлении отражающие поверхности палеопротерозойских надвигов (Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе), по которым Кольская провинция надвинута на БПП, а Беломорский подвижный пояс, в свою очередь, надвинут на породы Карельского кратона. Окончательное становление границ БПП со смежными геоблоками завершилось в свекофеннский период (Володичев, 1990), что подтверждается структурно-геологическими и изотопно-геохимическими исследованиями (Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе).

Структурные исследования (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997) показали, что Беломорский подвижный пояс представляет собой совокупность нескольких тектонических покровов (пластин), которые сформированы разновозрастными породами, что подтвердило представление о Беломорском подвижном поясе как о коллизийной зоне между Карельским кратона и Кольской провинцией (рис. 2). По данным Ю.В. Миллера с коллегами, в пределах Беломорского пояса можно выделить две группы покровов: неоархейские покровы Беломорского аллохтона; палеопротерозойские покровы Лапландского аллохтона (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997).

К архейским покровам относятся: Хетоламбинский, Чупинский, Ориярвинский, Майозерский и Ковдозерский. К палеопротерозойским покровам относятся: Лапландский, Танаэльв/Корватундровский, Риколатвинский. Подробное структурное и вещественное описание всех перечисленных покровов представлено в серии публикаций (Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995; Миллер, 1997). Хетоламбинский гранит-зеленокаменный террейн является одним из основных элементов Беломорского орогена. Он содержит три поколения гнейсов ТТГ ассоциации. Возраст самых ранних ТТГ-гнейсов 1-й группы составляет 3,12–3,11 млрд лет (Kröner, Compston, 1990).

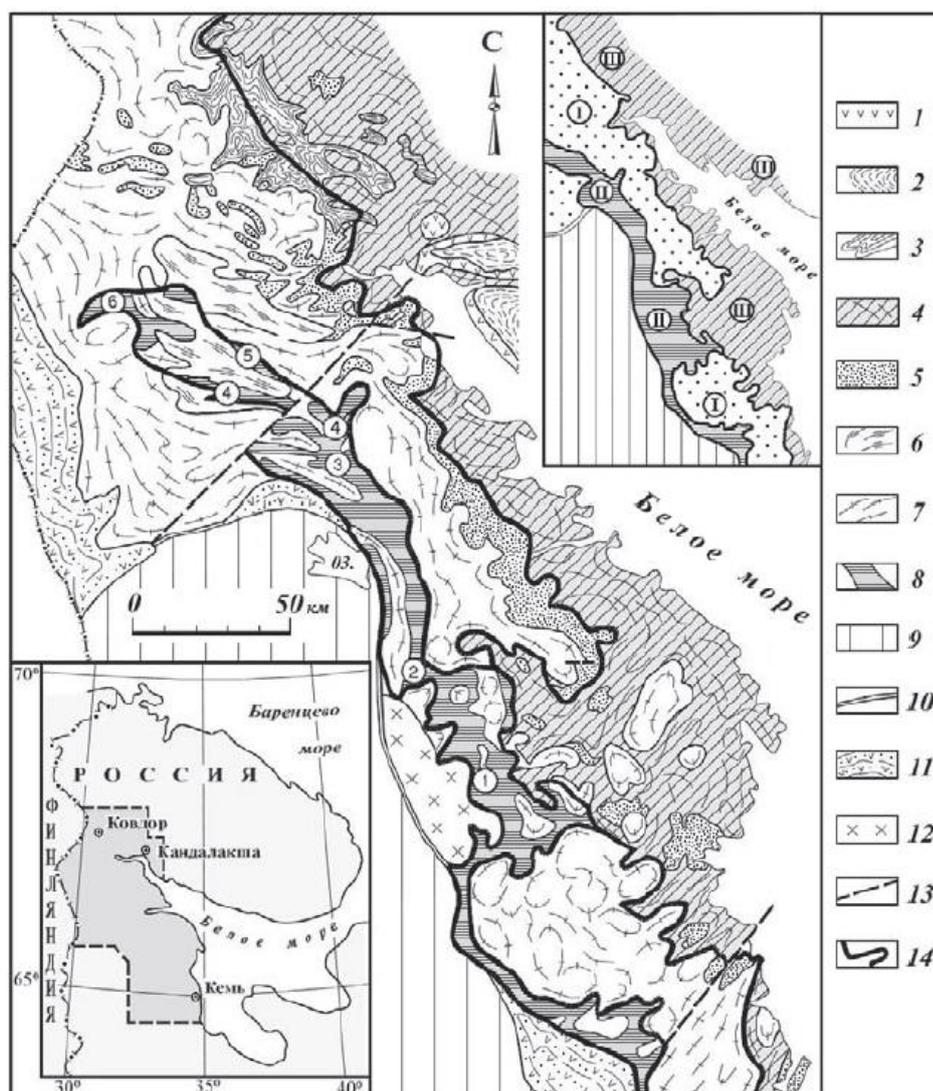


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Беломорского подвижного пояса. 1-9 – Беломорский подвижный пояс: 1 – реликты сумийских рифтогенных структур, сложенных метаморфизованными андезибазальтами; 2, 3 – свекофеннский аллохтон, покровы: 2 – Лапландский (гранулиты основного и среднего состава), 3 – Риколатвинский (тоналитовые гнейсы с согласными телами базитов, ультрабазитов и супракрустальных пород); 4-6 – позднеархейский (Беломорский) аллохтон, покровы: 4 – Хетоламбинская микроплита, нерасчлененная (биотитовые, амфибол_биотитовые, гранатсодержащие биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, разновозрастные тоналиты, толеитовые базальты, инъецированные тоналитами, амфиболиты неясного генезиса, в т. ч. графитсодержащие, эклогиты, мраморы); 5 – Чупинский (метаморфизованные граувакки с прослоями вулканитов среднего, кислого, реже основного состава), 6 – Ориярвинский (тоналитовые гнейсы); 7 – Ковдозерский (тоналитовые гнейсы, в ядрах диапировых куполов ремобилизованные); 8 – Тикшозерский островодужный пояс (керетьозерская, хизоваарская, кичанская, каликорвинская, толвандская вулканические серии); 9 – Карельский кратон, нерасчлененный; 10 – предполагаемая граница между Беломорским подвижным поясом и Карельским кратоном; 11 – прогибы на этой границе, выполненные фрагментами свекофеннского аллохтона (лопийские, сумийские, ятулийские, людиковийские образования); 12 – чарнокиты топозерского комплекса; 13 – разломы; 14 – границы продольных структурно_вещественных полос БПП. Цифры в кружках – структуры и островодужные вулканические серии: 1 – керетьозерская, 2 – хизоваарская, 3 – кичанская, 4 – каликорвинская, 5, 6 – алакуртинская, толвандская. На врезке структурно_вещественные полосы: I – Чупинско-Ковдозерская, II – Тикшозерская, III – Хетоламбинская.

ТТГ-гнейсы 2-й группы формировались синхронно с зеленокаменными поясами в интервале 2,88–2,83 млрд лет (возможно, начиная уже с 2,90 млрд лет) (Juopperi, Vaasjoki, 2001; Глебовицкий, 2005; Слабунов, 2008 и ссылки в ней). ТТГ-гнейсы 3-й группы возрастом 2,83–2,79 млрд лет встречаются в виде небольших тел и даек. Более молодые субщелочные гранитоиды (монциты, сиенодиориты) внедрялись от 2,74 до 2,64 (местами до 2,58) млрд лет назад (Минц и др., 2010 и ссылки в этой работе).

Кольско-Карельский кратон вместе с Беломорским аккреционно-коллизийный орогеном, расположенный между ними, считаются представляют собой сегмент предполагаемого мезо-неоархейского суперконтинента, который позже был тектонически нарушен и частично погребен под внутрикратонными палеопротерозойскими осадочно-вулканическими поясами, которые можно интерпретировать как деформированные рифты, а местами и как швы.

Осадочные и вулканогенные толщи с преобладанием основных пород вулканыты формировались в Карелии 2.50–2.32 млрд лет назад (Глебовицкий, 2005 и ссылки в этой работе) и от ~2.45 до ~1.77 млрд лет в пределах Печенгско-Имандра-Варзужского пояса в Кольской области (Балашов, 1996; Скуфьин, Theart, 2005). Ранние палеопротерозойские слоистые базит-ультрамафитовые тела внедрялись в верхнюю кору Кольско-Карельского кратона между 2,51 и 2,39 млрд лет назад. (Нунта и др., 1990; Балашов и др., 1993; Амелин и др., 1995; Амелин и Семенов, 1996; Хански и др., 2001; Баянова, 2004 г. и ссылки в ней). Мелкие тела и дайки габбро-норитового и лерцолитового состава, обычно показывает текстуры короны (друзиты) широко внедрились в белокоморскую кору на глубине 2,46– 2,43 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 1998; Шарков и др., 2004 и ссылки) там). В то же время (2,47–2,45 млрд лет) габбро-анортозиты тела внедрялись в нижнюю часть коры и подвергались гранулитовой фации метаморфизма (Минц и др., 2007; Каулина, 2010; Минц и др., 2010 и ссылки в нем). Такие габбро-анортозитовые тела также присутствует в базальной части Лапландского гранулитового пояса.

Что касается континентальной земной коры Балтийского щита, по результатам сейсмических исследований и изучения глубинных ксенолитов принята трехслойная модель строения со сложной слоисто-блоковой структурой, отражающей многоэтапность ее магматической и метаморфической переработки. Вследствие этого изучение состава и возраста пород различных уровней глубинности позволяет создать модель формирования докембрийской континентальной коры Кольского региона.

Разрез докембрийской верхней коры вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной (СГ-3), до глубины 6842 м пересекающей палеопротерозойский осадочно- вулканогенный комплекс и далее до забоя на глубине 12262 м – нео- и мезоархейские породы фундамента Печенгской структуры, которая является составной частью палеопротерозойского рифта Печенга–Имандра-Варзуга. В чередовании архейских пород выделяется ритмичность. Нижний элемент ритма сложен метавулканитами дацит-плагиориодацитового состава («серыми гнейсами»), занимающими ~ 45% разреза, а верхний – гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (~ 20%). Протолиты гнейсов относятся к породам грауваккового состава. Возраст второй, четвертой, восьмой и десятой (нумерация сверху вниз) толщ архейского комплекса СГ-3 составляет соответственно 2798 ± 12 , 2804 ± 16 , 2810 ± 10 и 2830 ± 8 млн лет, определяя интервал времени образования протолитов “серых гнейсов” в ~30 млн лет. Анализ пространственного расположения и состава магматических пород и метатерригенных образований в разрезе СГ-3 и окружения Печенгской структуры позволяет интерпретировать их формирование в геодинамических обстановках активной континентальной окраины – в краевой зоне террейна, образованного породами кольской серии (Ветрин В.Р. и др., 2012).

К породам средней коры отнесены комплексы высокометаморфизованных пород Кольско-Норвежского мегаблока, расположенные к востоку и юго-востоку от Печенгской структуры. Преобладающий в составе этих пород гнейсовый комплекс кольской серии имеет трехчленное строение с постепенными переходами между нижней толщей биотитовых гнейсов, средней толщей переслаивающихся биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и верхней толщей, сложенной преимущественно глиноземистыми гнейсами. Для глиноземистых гнейсов установлена метаморфическая зональность от высокотемпературной амфиболитовой до гранулитовой фации. Возраст наиболее древних пород – полосчатых эндербитов – определен в 2921 ± 12 млн лет, и модельные возрасты $tNd(DM)$ метаэффузивных и метаосадочных пород кольской серии в пределах 2.86-3.02 млрд лет свидетельствуют о близком времени их формирования. Средний химический состав мезоархейской коры Кольско-Норвежского мегаблока, определенный по методике, соответствует составу андезита и хорошо коррелируется с составом средней коры по.

Изучение глубинных ксенолитов показало, что нижняя кора Кольского региона образована неоархейскими базит-гипербазитовыми породами, близкими по возрасту и составу к вулканитам Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов. Среди временных эпизодов развития литосферы

Балтийского щита, в нижнекоровых ксенолитах фиксируются неархейские процессы парциального плавления нижнекорового материала с образованием тоналит-трондьемитовых расплавов (~2.79 млрд лет) и регионального метаморфизма (~2.74 млрд лет). На раннем палеопротерозойском этапе (2.47-2.41 млрд лет) изменение состава нижней коры произошло при внедрении базитовых расплавов, образующих в верхней коре многочисленные расслоенные интрузии и ассоциирующие с ними вулканиты. В поздний палеопротерозойский этап (1650-1800 млн лет, с максимумом возрастных значений в 1750 ± 30 млн лет) нижняя кора подвергалась интенсивным процессам калиевой гранитизации и анатексиса, обусловившим внедрение в верхнюю кору постскладчатых интрузий калиевых гранитов. Заключительный, палеозойский этап формирования нижней коры был связан с воздействием на нее щелочных расплавов и связанных с ними флюидов и фиксируется значениями возраста в 0.26–0.33 млн лет.

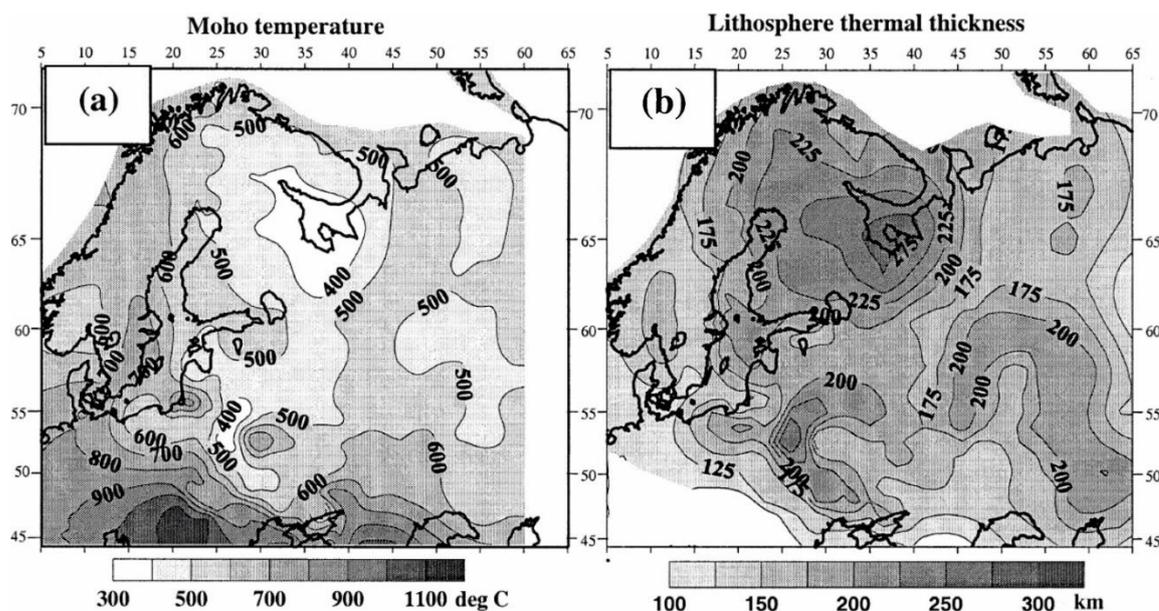


Рис. 3. Тепловой режим Восточно-Европейского кратона (Артемьева, 2003). (а) Температуры Мохо в зоне Восточно-Европейского кратона (погрешность ± 50 °С). (b) Мощность литосферы (в Восточно-Европейском кратоне составляет 160-180 км. Наибольшие значения (250-300 км) отмечаются для Финско-Кольско-Карельского региона Балтийского щита).

В пределах Балтийского щита температуры на границе Мохо (рис. 3, а) изменяются от 350-450 °С в архейской раннепротерозойской Финско-Кольско-Карельской провинции, 500-700 °С в раннепротерозойской Свеко-Фенской провинции, до 600-700 °С в среднепротерозойской Свеко-Норвежской провинции. (Артемьева, 2003). Мощность же литосферы для Кольско-Карельского региона (рис. 3, b) составляет 250-300 км.

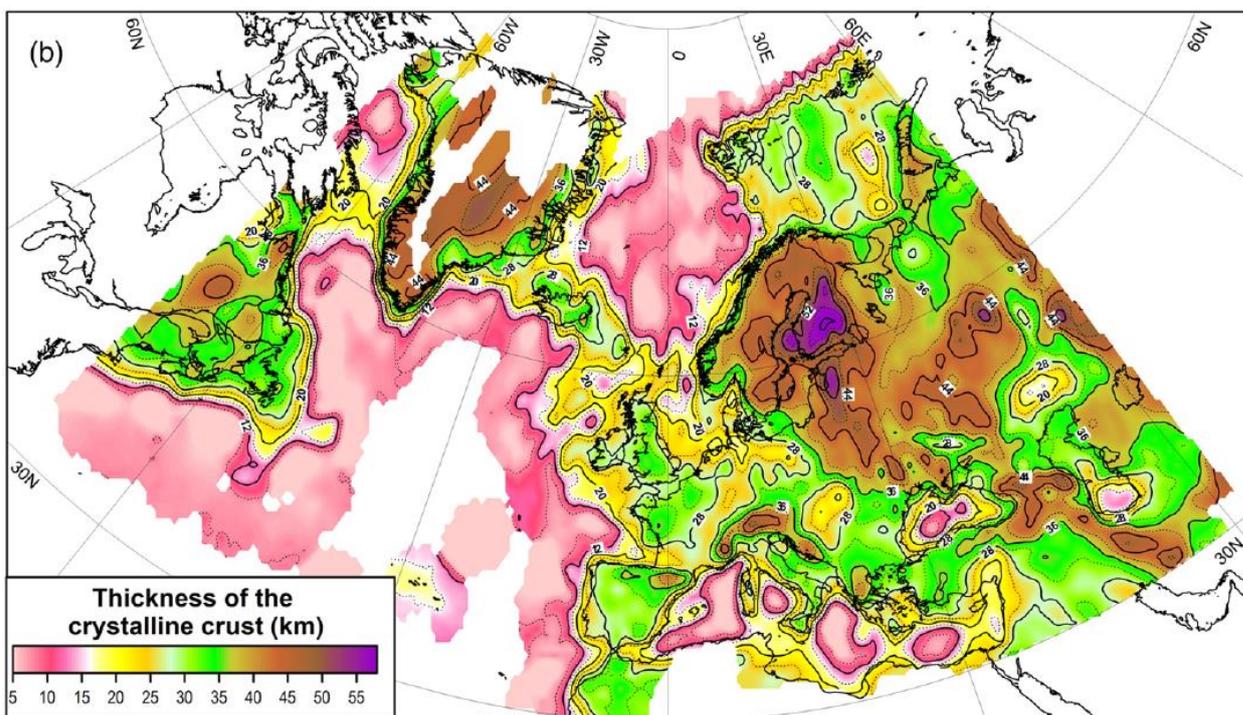


Рис. 4. Мощность кристаллической коры Европы, Гренландии, и Североатлантического региона (Артемьева, 2013).

Согласно данным Артемьевой (2013) мощность коры Балтийского щита достигает 60 километров, а средние значения варьируют от 40 до 50 километров (рис. 4). Таким образом, имея на сегодняшний день подобные значения мощности коры, мы можем предполагать, что во время Лапландско-Кольской коллизионной орогении, глубина границы кора-мантия (граница Мохоровичича) могла достигать более 70 км, при средних значениях 50-60 км.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

Изучено 10 образцов гранатовых вебстеритов из даек и трубок взрыва на о. Еловый, и других островах Кандалакшского архипелага (рис. 5, 6). Образцы представляют собой метаморфические гранат-двупироксеновые породы, с варьирующим содержанием граната (рис. 7).



Рис. 5. Обнаженные тела интрузивных оливиновых мелилититов о. Еловый с ксенолитами гранатовых вебстеритов, гранулитов и эклогитов.



Рис. 6. Оливиновый мелилитит с ксенолитами гранатовых вебстеритов и гранулитов.

Для оценки минерального состава ксенолитов получены модальные составы при помощи интеграционного столика Андина (ИСА-1) и программного обеспечения ImageScore 12.3.3, путем загрузки заранее подготовленных в Adobe Photoshop CS6 обзорных снимков полированных шлифов (рис. 6). Результаты представлены в Таблице 1. Модальные составы образцов 1-4 приведены из работы (Koreshkova et al., 2001); 7 из работы (Koreshkova et al., 2017); 5,6,8-10 определены автором.

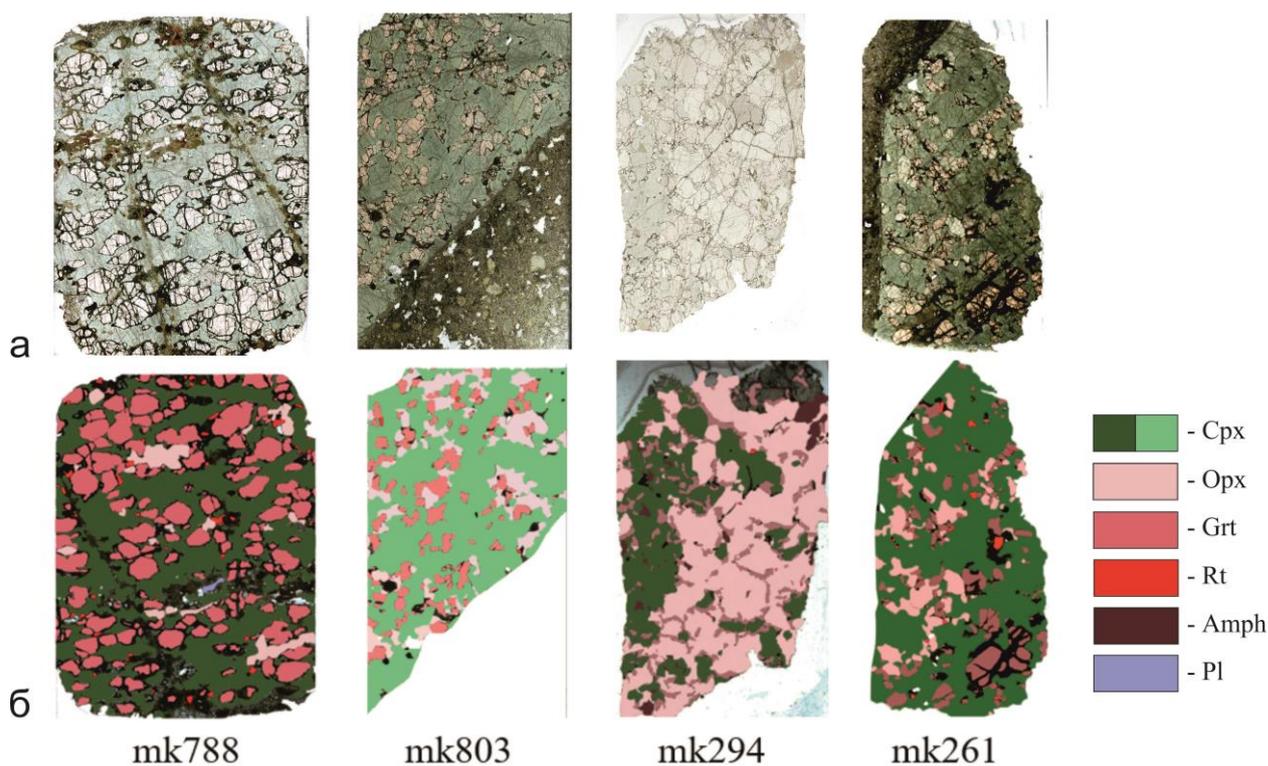


Рис. 6. Пример микрофотографий образцов ксенолитов гранатовых вебстеритов, подготовленные к анализу изображений программе ImageScore. А-исходное изображение шлифа, Б-обработанное изображение шлифа.

4.1 Петрография

Структуры гранат-двупироксеновых пород имеют несколько разновидностей, переходящих от неравномернозернистых пород, в которых зерна граната встречаются в виде тонких кайм или цепочек мелких зерен (структура fishnet) по границам орто- и клинопироксена, к равномернозернистым породам с субидиоморфным гранатом. Увеличение содержания граната коррелирует с уменьшением содержания ортопироксена, т.е., увеличивается отношение Grt-Orx (таблица 1) и одновременно изменяется морфология зерен граната (от кайм к порфиробластам).

Для зерен граната во всех образцах характерно развитие реакционной келифитовой каймы. Они представляют собой каймы расплава, который возникал на границах зерен пироксенов и граната при декомпрессии. Мощность каймы зависит от зерна, с которым контактирует гранат, например, на границе гранат-гранат, кайма имеет меньшую мощность, чем на границе гранат-пироксен (рис. 7).

Таблица 1. Модальные составы (vol %) ксенолитов гранатовых вебстеритов.

Компонент	mk108	mk171	mk180	mk208	mk261	mk294	mk459	mk550	mk788	mk803
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Grt</i>	11	7	30	14	22.47	13.34	36	6	38.75	16.12
<i>Cpx</i>	66	73	46	54	64.45	30.83	56	14	54.07	64.25
<i>Orx</i>	19	20	23	29	12.01	52.59	7	79	5.44	18.88
<i>Amph</i>				1		3.1				
<i>Phl</i>	1			1						
<i>Qz</i>	2									
<i>Rt</i>	1	<0.5	<0.5	1	0.64	0.13	0.4		1.11	0.23
<i>Ilm</i>	<0.5	<0.5								
<i>Ap</i>	1	<0.5		<0.5	0.43		0.6		0.48	0.5
Сумма	100	100	99	100	100	99.99	100	99	99.85	99.98

Примечание: Grt-гранат, Cpx-клинопироксен, Orx-ортопироксен, Amph-амфибол, Phl-флогопит, Qz-кварц, Rt-рутил, Ilm- ильменит, Ap-апатит. 1-4 по (M. Koreshkova, L. Levskii, 2001), 7 по (Koreshkova et al., 2017).

Породообразующими минералами в ксенолитах являются клино- и ортопироксены, а количество граната варьирует от 6 до 39 об.%. Морфология зерен граната изменяется от крупных изометричных зерен до кайм и цепочек мелких зерен вокруг зерен пироксенов. Помимо различных структур граната, вокруг его зерен характерно развитие реакционных келифитовых кайм различной мощности. Через ряд образцов тянутся трещины, заполняемые материалом вмещающей породы, по которым происходят метасоматические изменения, в том числе, развиваются паргасит и флогопит.

В породах встречаются единичные полигональные зерна рутила размером порядка 200-300, до 500 мкм. Рутил в виде тонких иголок встречается в зернах граната. Присутствуют единичные полигональные зерна апатита 100-200 мкм размером. Ильменит представлен тончайшими включениями в виде тонких пластинок в зернах пироксена (рис. 8) и в виде кайм на зернах рутила. В таких каймах часто наблюдаются мелкие включения циркона.

Ниже приводится детальное описание ксенолитов.

Шлиф mk-788 – метаморфическая гранат-пироксеновая порода (рис. 7).



Среди породообразующих минералов: Grt, Срх, Орх. К второстепенным относятся: Pl, Prg, Phl. К акцессорным относятся: Rt, Ap.

Структура породы – среднезернистая, grano-порфиробластическая. Структуру определяют субидиоморфные, изометричные и удлиненные зерна граната среди полигональных зерен пироксенов.

На изображении видно, как вдоль ксенолита тянутся несколько трещин, по которым происходят вторичные изменения, в том числе развиваются паргасит, флогопит.

Рис. 7. Обзорная фотография шлифа mk-788.

Гранат – альмандин имеет молочно-розовый цвет, зерна субидиоморфные до неправильных, удлиненные, по краям развивается келифитовая кайма (продукт плавления) (рис. 8, а). В качестве включений встречаются иголки рутила, а также зерна Срх и Орх (рис. 8, б).

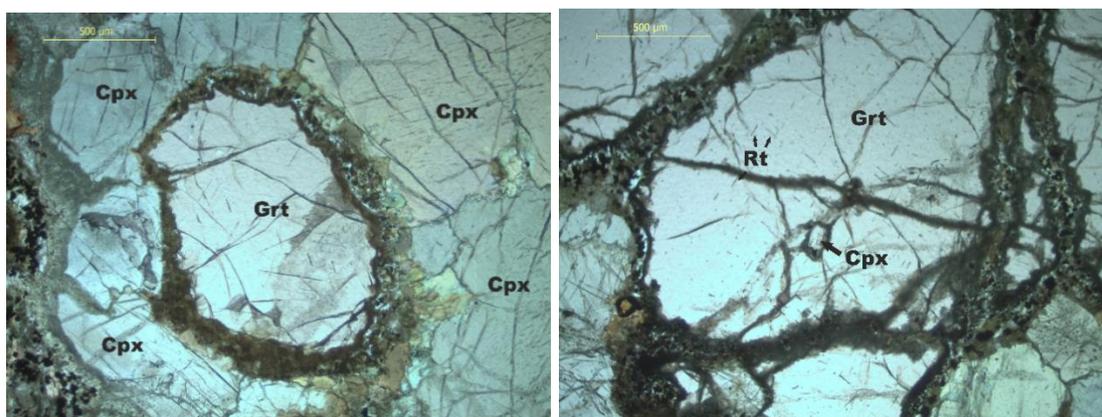


Рис. 8. а) Зерно граната, с выраженной келифитовой каймой; б) включения клинопироксена и ориентированных иголок рутила в зерне граната.

Клинопироксен представлен диопсидом, зерна полигональные бесцветные. У некоторых зерен наблюдается волнистое погасание, что свидетельствует о деформации зерен (рис. 9, а). Среди включений наблюдаются пластинки ильменита, а также полосы газовой-жидких включения (рис. 9, б).

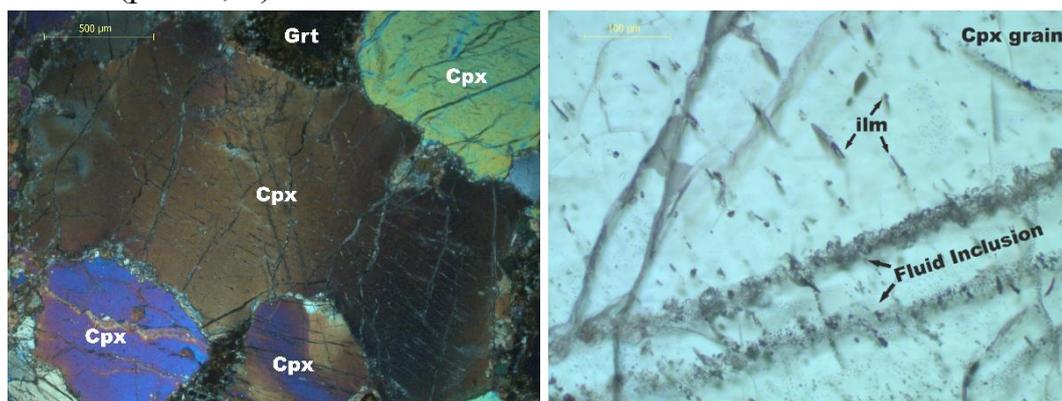


Рис. 9. а) Волнистое погасание зерна клинопироксена; б) газовой-жидкие, и ильменитовые включения в клинопироксене.

Ортопироксен – энстатит - бесцветный, зерна полигональные. В Орх встречаются иголки Rt, а также полосы газовой-жидких включений. В ряде зерен наблюдаются полосы деформаций (рис. 10).

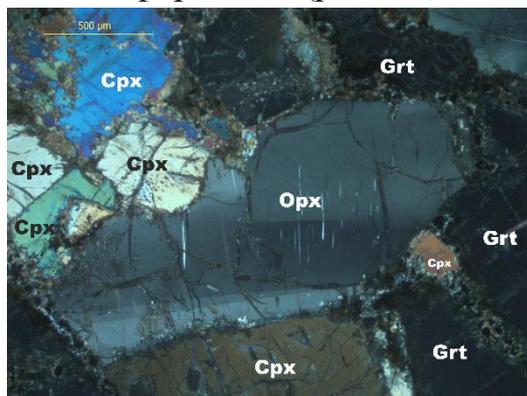


Рис. 10. Зерно ортопироксена с выраженными полосами деформации.

Рутил желто-коричневого цвета, зерна полигональные, с характерным высоким рельефом. В зернах отмечаются пластинчатые включения ильменита, а также каймы, сложенные тем же ильменитом (рис. 11).

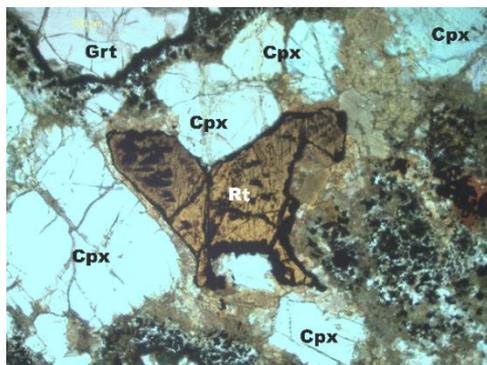


Рис 11. Зерно рутила с ильменитовыми включениями и каймами.

Для всех зерен граната характерно развитие келифитовых кайм, а также через образец тянутся несколько трещин, по которым происходят метасоматические изменения (рис. 7). Данный щелочной метасоматоз можно отнести к девонскому или более позднему времени. По трещинам вероятнее всего внедрялась вмещающая магма в результате чего развиваются гастингсит, и богатый калием паргасит (рис. 12).

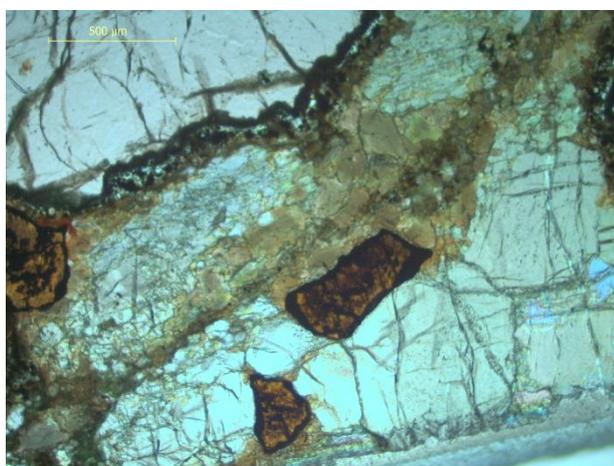


Рис. 12. Тянущаяся через ксенолит жила, выполненная горнблендитом.

Для образца **mk108** морфология граната изменяется от тонких кайм у границы между зернами пироксена к крупным субидiomорфным зернам в пределах образца. Породообразующими минералами является диопсид, энстатит, альмандин

В дупироксеновом образце **mk171** гранат (альмандин) развивается в виде кайм вокруг зерен пироксена. В образце **mk180** наблюдается гранобластическая структура, в которой зерна граната и пироксенов имеют примерно одинаковую полигональную форму.

В образце **mk294** зерна граната (альмандина) по отношению к пироксенам мелкие, тянутся узкими цепочками вокруг зерен орто- и клинопироксенов (рис. 7).

В образце **mk550** преобладающим минералом является ортопироксен (энстатит), который развит крупными полигональными бесцветными зернами. Клинопироксен (диопсид) бесцветный, полигональный, с характерными газовой-жидкими включениями, а также иголками ильменита. Зерна граната удлиненные, с келифитовой каймой. По образцу распространены в виде цепочек мелких зерен вокруг зерен энстатита и диопсида.

В шлифе **mk803** зерна граната (альмандина) молочно-розового цвета, характерны игольчатые включения рутила. Клинопироксен представлен диопсидом светло-зеленого цвета, зерна полигональные, наблюдаются включения ильменита в виде иголок, а также прозрачные газовой-жидкие включения. Зерна ортопироксена (энстатита) бесцветные, полигональные, аналогичные газовой-жидкие включения, и игольчатые включения рутила. Среди аксессуарных минералов представлен апатит. Шлиф демонстрирует контакт ксенолита со вмещающей оливин-мелилититовой породой (рис. 7). На контакте происходит плавление зерен пироксенов, граната. В результате плавления некоторые зерна граната переходят в близкое по составу темноцветное стекло. Происходит замещение омфациита авгитом, что вызвано частичным плавлением приконтактной зоны.

4.2 Минералогия

Химические составы минералов определены с помощью микронзондового анализа (mk108, mk171, mk180, mk208, mk788, mk803), а также для редких элементов - с помощью LA-ICP-MS для образцов mk294 и mk803. Химические составы минералов приведены в таблице 2.

Таблица 2. Составы минералов ксенолитов гранатовых вебстеритов.

Компонент	Образец mk108			Образец mk171			Образец mk180			Образец mk208		
	Grt	Opх	Cpx									
SiO ₂	38.56	52.32	51.77	36.81	52.68	51.59	38.06	52.21	50.39	38.4	52.86	51.55
TiO ₂	0.07	0.06	0.46	0.07	0.02	0.5	0.04	0.17	0.5	0.07	0.13	0.63
Al ₂ O ₃	21.64	1.16	5.46	21.65	1.07	5.7	21.54	1.66	5.15	22.18	1.38	6.71
FeO	24.98	20.23	8.72	26.94	20.48	8.71	23.62	18.3	8.11	22.98	17.9	7.13
MnO	0.83	0.22	0.09	1.17	0.27	0.22	0.64	0.21	0.1	0.53	0.13	0.13
MgO	8.96	25.6	12.4	7.87	24.3	11.58	10.49	26.81	12.87	10.41	27.36	12.62
CaO	4.73	0.31	18.68	5.06	0.54	18.84	5.28	0.5	20.58	5.17	0.42	19.91
Na ₂ O	–	–	2.25	–	–	2.48	–	–	2.08	–	–	1.15
K ₂ O	–	–	0.03	–	–	–	–	0.02	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	0.25	0.12	0.18	0.43	0.27	0.38	0.32	0.22	0.22	0.27	–	0.18
#mg	0.26	0.56	0.59	0.23	0.54	0.57	0.31	0.59	0.61	0.31	0.60	0.64
Компонент	Образец mk294			Образец mk788			Образец mk803					
	Grt	Opх	Cpx	Grt	Opх	Cpx	Grt	Opх	Cpx			
SiO ₂	40.66	54.97	51.20	39.24	53.83	52.40	39.56	49.16	54.78			
TiO ₂	0.00	0.00	0.67	0.06	0.06	0.39	0.02	0.16	0.41			
Al ₂ O ₃	23.07	3.04	6.43	22.03	1.65	5.36	21.51	1.59	4.36			
FeO	15.35	10.13	4.74	21.86	16.75	7.17	25.16	19.56	8.56			
MnO	0.46	0.00	0.00	0.42	0.08	0.05	0.68	0.20	0.06			
MgO	14.74	31.04	13.14	11.23	26.79	12.69	8.92	23.89	12.36			
CaO	5.13	0.24	21.31	5.05	0.35	19.11	5.29	0.56	19.25			
Na ₂ O	–	0.11	1.98	–	0.41	2.51	0.02	0.07	2.09			
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–			
Cr ₂ O ₃	0.33	0.12	0.42	0.09	0.06	0.15	–	–	–			
#mg	0.49	0.75	0.73	0.34	0.62	0.64	0.26	0.55	0.59			

Для классификации минералов использованы тройные классификационные диаграммы, для граната диаграмма Alm-Prp-Grs, для ортопироксенов диаграмма Wo-En-Fs, и для клинопироксенов Wo-En-Fs и WEF-Jd-Aeg диаграммы. При построении классификационных диаграмм использованы средние составы центральных (с), периферийных (см) и краевых участков зерна.

Выбранные для построения составы зерен граната нанесены на тройные классификационные диаграммы изначально для каждого образца (а), затем

для нескольких образцов на одну сводную диаграмму (б) (рис. 13). Из диаграмм следует, что гранат попадает в поле алмандина.

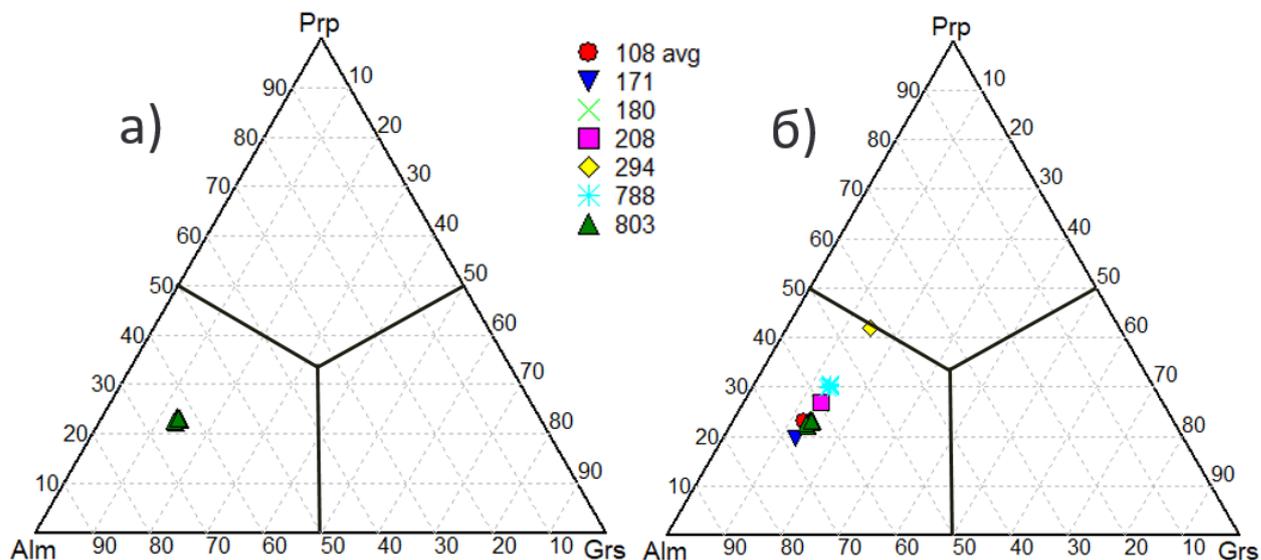


Рис. 13. Тройная классификационная диаграмма для граната: (а) по образцу mk803, (б) по нескольким образцам.

Для зерен граната Grt предполагается зональность, которая проявляется в различии состава зерен в центральных и краевых частях.

Аналогичным образом построены диаграммы для ортопироксенов (рис. 14). Для образцов изучаемых пород ортопироксен отвечает энстатиту.

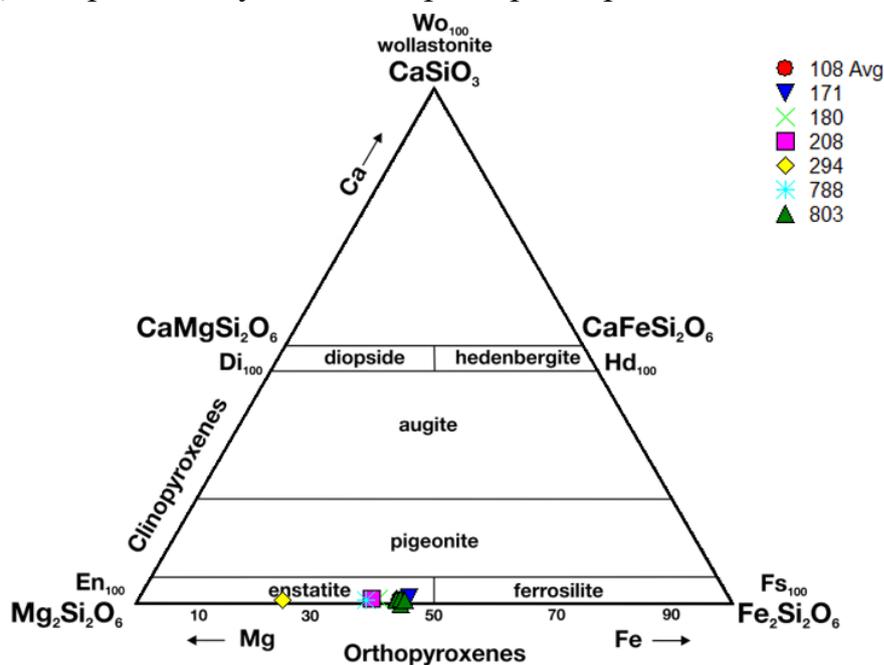


Рис. 14. Тройная классификационная диаграмма для ортопироксена из образцов гранатовых вебстеритов.

Для клинопироксенов построены классификационные Wo-En-Fs и WEF-Jd-Aeg диаграммы (рис. 15, а). Для этого рассчитан эгириновый компонент (рис. 15, б). Расчёт основан на предположении о стехиометрическом составе пироксенов. Для образцов с избытком катионов, который обусловлен наличием Fe^{+3} , подбирались содержания FeO и Fe_2O_3 с сохранением суммы железа и значения коэффициента магнезиальности, равных исходным.

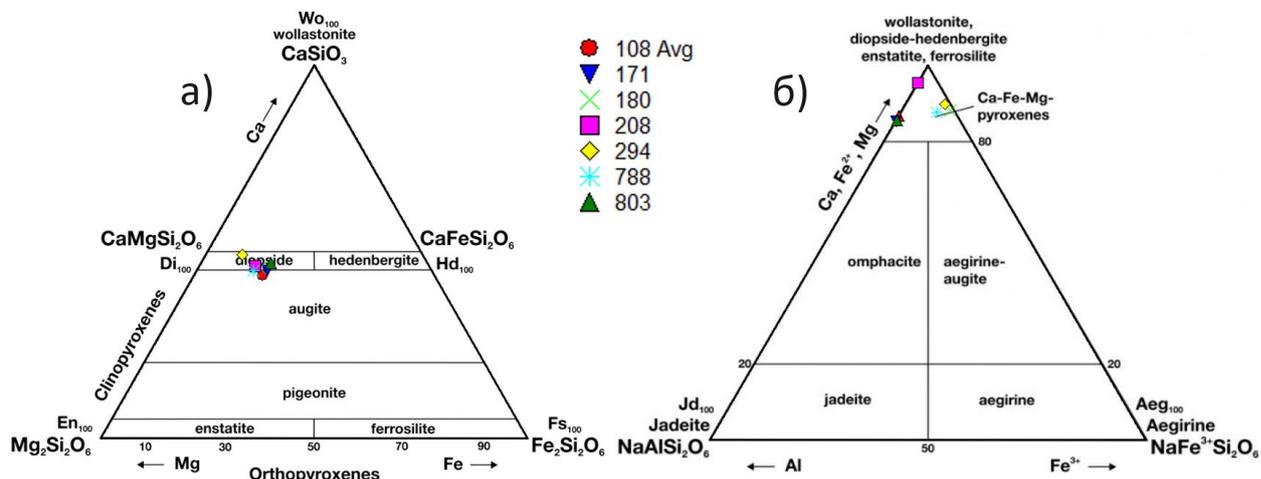


Рис. 15. Тройная классификационная диаграммы для Ca-Mg-Fe пироксенов (а), диаграмма для щелочных пироксенов (б).

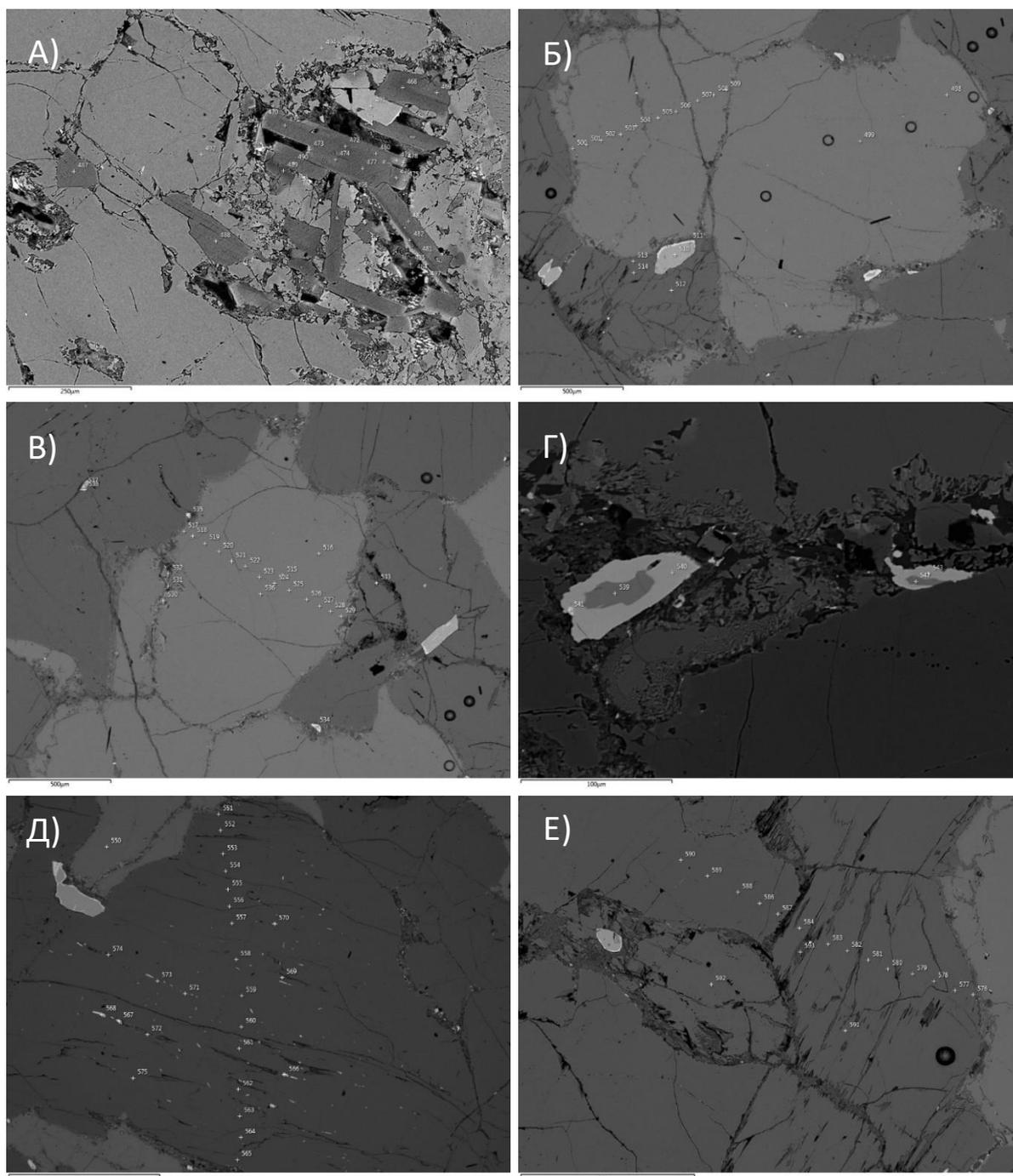


Рис. 16. Микронзондовый анализ (Hitachi TM 3000) образца mk803.

Для некоторых образцов получены микронзондовые анализы минералов (mk788, mk803) (рис. 16). Через зерна породообразующих минералов (Орх, Срх, Grt) пройдены профили (таблица 3) для уточнения состава минералов и выявления в них зональности.

Как видно из рисунка 16 Г, вокруг зерна рутила образовалась кайма ильменита, а также выделился новый минерал – циркон. Цирконий выделяется в собственную фазу при понижении температуры и/или декомпрессии, поскольку не может входить в состав ильменита в больших количествах.

Таблица 3. Химические составы граната в точках профиля через зерно из образца mk788.

Профиль Grt	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	mg#
f4 1-2 r/cpx	39.08	0.00	22.03	22.15	0.56	10.98	5.05	0.10	0.469
f4 1-3-4 gm	39.30	0.06	21.91	22.09	0.38	11.22	4.93	0.07	0.475
f4 1-5-6 mr	39.12	0.00	21.91	21.54	0.43	11.38	5.22	0.13	0.485
f4 1-7 m	39.22	0.03	22.07	21.69	0.37	11.31	5.15	0.10	0.482
f4 2-9 m		0.15	21.90	21.51	0.46	11.33	4.91	0.26	0.483
f4 2-7-8 cm	39.33	0.06	21.85	21.69	0.44	11.38	4.98	0.13	0.483
f4 2-5 c	39.27	0.12	22.12	21.39	0.29	11.57	5.05	0.17	0.491
f4 2-3-4 c	39.37	0.08	22.10	21.48	0.51	11.49	5.06	0.05	0.488
f4 2-1-2 c	39.47	0.06	22.09	21.39	0.42	11.63	4.99	0.11	0.492
f4 3-1-2 m	39.40	0.00	22.05	21.54	0.40	11.46	5.05	0.06	0.487
f4 3-3-4 rm	39.07	0.13	22.01	21.53	0.42	11.42	5.19	0.05	0.486
f4 3-5 r/cpx	39.00	0.13	22.14	21.59	0.33	11.22	4.96	0.18	0.481

Для оценки зональности составов минералов, построены графики зависимости содержания mg# для гранатов (рис. 17) и Al^{IV} для пироксенов от краевой или центральной частей зерна (рис. 18).

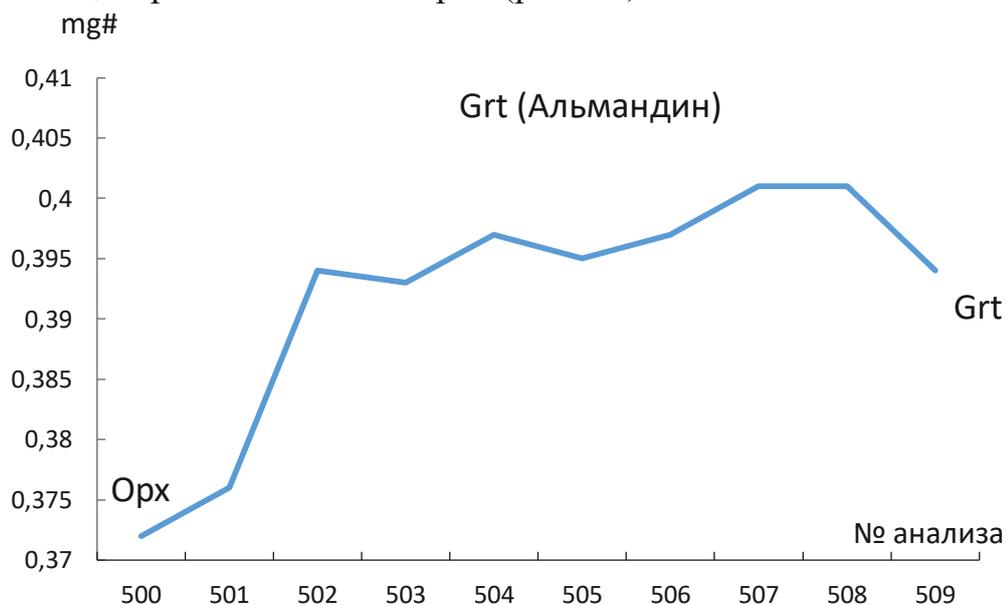


Рис. 17. Изменение магнeзиальности (mg#) в зерне граната (альмандин) от левого края зерна (контакт с зерном ортопироксена) до правого (контакт с соседним зерном граната) в образце mk803

В данном случае зерно граната имеет одну границу с энстатитом (слева), и соседним зерном граната (справа). Содержание коэффициента магнeзиальности #mg на контакте с зерном граната понижается, поскольку MgO при росте зерен переходил к ортопироксену.

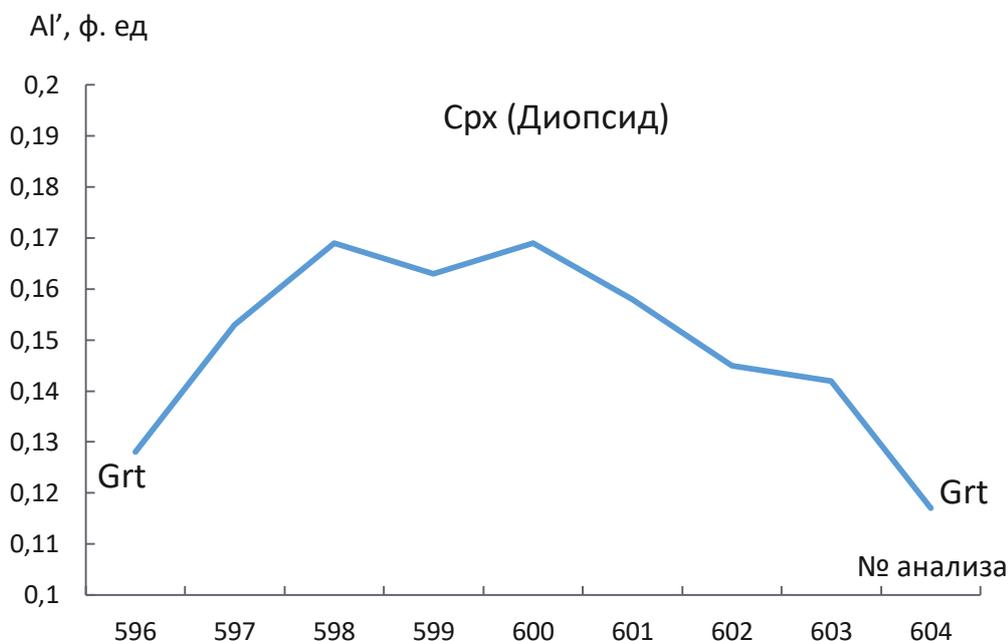


Рис. 18. Изменение содержания Al' в образце mk803 в зерне клинопироксена (диопсида) от левого края зерна (контакт с зерном граната) до правого (контакт с другим зерном граната).

На данной диаграмме (рис. 18) прослеживается уменьшение Al' в зерне диопсида от центра к краевым частям, что обусловлено переходом алюминия в состав граната в ходе метаморфической реакции при понижении температуры.

Зональность минералов учтена при расчете P-T параметров образования минеральной ассоциации (глава 4.6). Нами были определены средние составы центральных и краевых частей и для них получены оценки температуры и давления.

4.3 Характеристика химического состава пород

Для образцов mk108, mk171, mk180, mk208 имеется измеренный с помощью РФА химический состав петрогенных и редких элементов из работы (Korshkova, Levskii, Ivanikov, 2001). Поскольку метод хорошо работает для неизменных пород, и в наших образцах присутствуют вторичные минералы, а также размер ксенолитов не всегда позволяет получить необходимые материалы для анализа, возникает необходимость в расчете валового химического состава пород, что и было проделано для вышеуказанных образцов, а также остальных образцов mk294, mk459, mk788, mk803. Рассчитанные валовые составы образцов, оказались близки к составам, измеренным Корешковой с соавторами (2001) (Таблица 4).

Для образца mk294 путем расчета получены содержания редкоземельных элементов близкие к результатам полученным инструментальными методами (ICP-MS), однако измеренный состав имеет Sm аномалию, которая не проявляется при построении графика по рассчитанным количествам (рис. 19). Полученный расчетный состав mk294 позволяет считать наблюдаемую Sm аномалию по данным ICP-MS ошибочной.

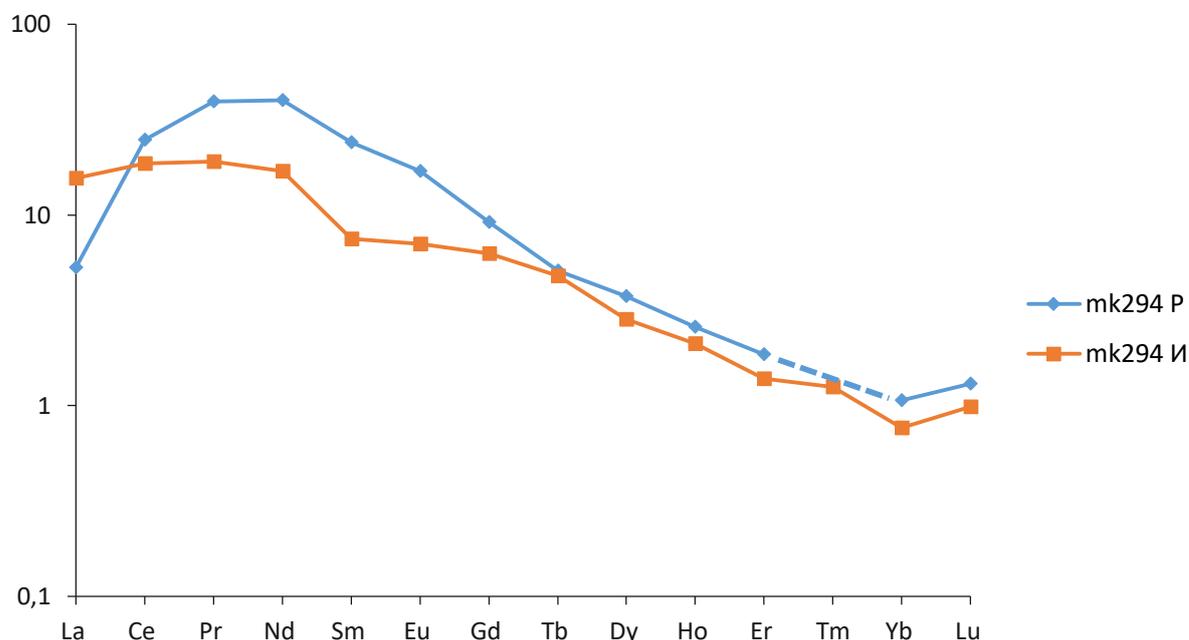


Рис. 19. Спайдер-диаграмма редкоземельных элементов образца mk294. И – измеренный состав, P – рассчитанный состав.

4.4 Петрогенные элементы

Таблица 4. Химические составы ксенолитов гранатовых вебстеритов.

Компонент	mk108 1% Grt (P)	mk108 20% Grt (P)	mk108 Avg (И)	mk171 (P)	mk171 (И)	mk180 (P)	mk180 (И)
SiO ₂	47.77	49.11	50.34	49.97	50.17	46.35	46.69
TiO ₂	1.68	1.57	1.1	1.01	0.94	0.91	0.62
Al ₂ O ₃	6.75	6.27	6.56	6.00	6.05	9.81	9.63
FeO	12.57	12.83	12.69	12.42	12.48	15.51	15.41
MnO	0.23	0.17	0.15	0.30	0.26	0.30	0.29
MgO	13.91	14.21	14.01	13.67	14.01	15.10	15.24
CaO	13.94	12.59	13.89	14.10	13.89	10.87	11.02
Na ₂ O	0.85	2.06	1.84	1.76	1.84	0.91	0.86
K ₂ O		0.04					
Cr ₂ O ₃	0.31	0.03	0.29	0.36	0.29	0.25	0.23
P ₂ O ₅	0.38	0.39	0.08	0.19	0.08		
ППП			2.16				*
mg#	0.663	0.663	0.663	0.662	0.666	0.634	0.638
Сумма	98.41	99.26	100.02	99.77	100.01	100.01	100
Компонент	mk208 (P)	mk208 (И)	mk294 (P)	mk459 (P)	mk788 (P)	mk803 (P)	
SiO ₂	49.07	49.25	51.58	46.82	46.16	50.50	
TiO ₂	1.71	1.30	0.21	0.80	1.28	0.58	
Al ₂ O ₃	7.57	7.44	7.19	10.89	12.19	6.96	
FeO	12.74	12.63	9.25	14.77	13.83	13.61	
MnO	0.19	0.18	0.07	0.23	0.20	0.20	
MgO	16.38	16.70	22.93	12.07	12.63	13.79	
CaO	11.61	11.37	7.58	12.83	12.06	13.30	
Na ₂ O	0.61	0.85	0.73	1.13	1.34	1.32	
K ₂ O		0.12					
Cr ₂ O ₃	0.14	0.14	0.19		0.08		
P ₂ O ₅	0.04				0.13		
ППП							
mg#	0.696	0.702	0.815	0.593	0.619	0.643	
Сумма	100.05	99.98	99.73	99.53	99.89	100.26	

Примечание: * – при анализе мокрой химией получился результат с увеличением массы, И – измеренный состав, P – рассчитанный состав.

В большинстве образцов преобладающим минералом является клинопироксен, что объясняет повышенные содержания оксида CaO (10,87-14,1 мас.%), кроме ксенолита mk294, для которого содержание оксида

кальция составляет 7.58 мас.%, и в котором преобладает ортопироксен (Таблица 1). Содержания оксида TiO_2 для ксенолитов не превышает 1.68 масс.%, что объясняется единичными зернами рутила, и мелкими включениями ильменита в зернах граната, в виде иголок. Для образцов характерны единичные включения апатита, что отражается в составе (до 0.4 мас.% P_2O_5). Повышенные содержания оксида Al_2O_3 для образцов mk180, mk459, mk788 коррелируют с объемными содержаниями зерен граната, большими, чем для остальных образцов.

Породы основные по содержанию SiO_2 (45-52 мас.%), сумма щелочей (Na_2O+K_2O) не превышает 3 масс. %. Исключительно для общей характеристики состава (отношению SiO_2/Na_2O+K_2O) составы пород нанесены на диаграмму TAS (Le Maitre, 2002) и диаграмму $MgO-Na_2O+K_2O$, поскольку породы обладают высоким содержанием MgO (12,63-22,93 мас.%) (рис. 20, 21).

Согласно классификации Le Maitre (2002) пикриты могут располагаться на диаграмме TAS в диапазонах SiO_2 35-52 мас.% и Na_2O 0-3 мас.%, что не противоречит и петрографическому кодексу (2008). На диаграмме $MgO-Na_2O+K_2O$ (рис. 21) наши породы попадают в поля пикритов, а также сравниваются с составами некоторыми известными составами пикритов (Farmer, 2007; Eggins, 1993; Пухтель И.С., 1993).

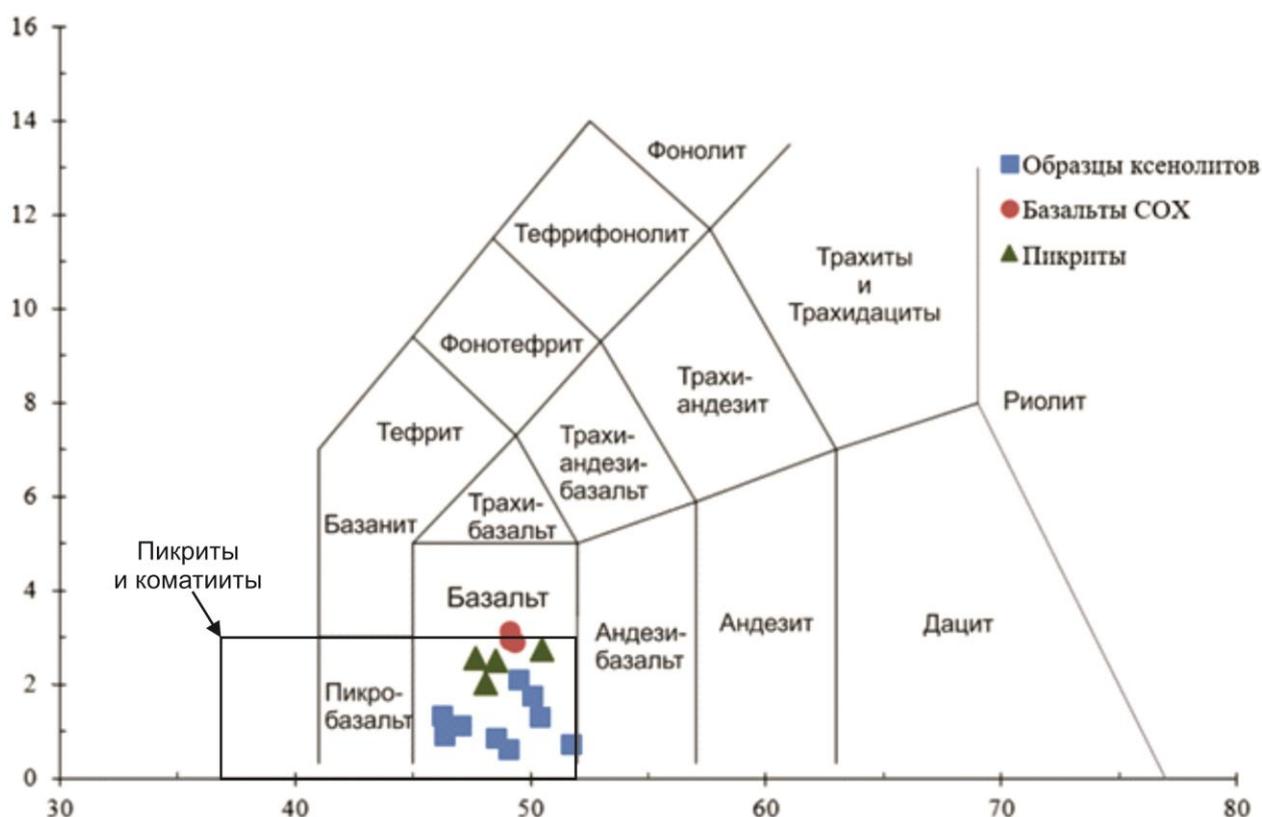


Рис 20. диаграмма TAS для вулканических пород (Le Maitre, 2002).

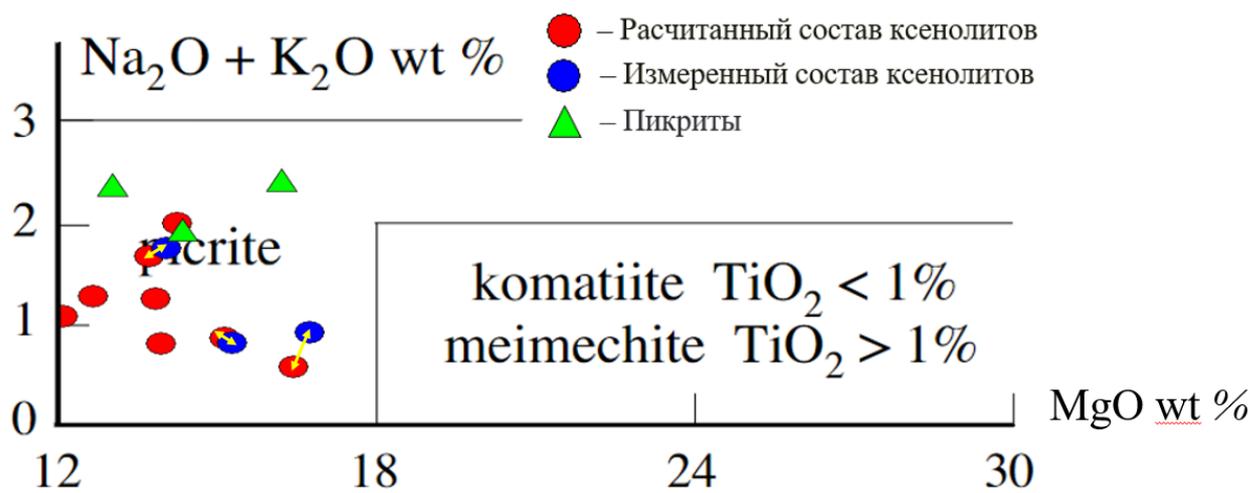


Рис. 21. Дополнение MgO-Na₂O+K₂O к диаграмме TAS (Le Maitre, 2002).

Наблюдаются следующие вариации содержаний элементов: TiO_2 – 0.21-1.71 мас.%, Al_2O_3 – 6.00-12.19 мас.%, FeO – 9.25-15.51 мас.%, MnO – 0.07-0.30 мас.%, MgO – 12.07-22.93 мас.%, CaO – 7.58-14.10 мас.%, Na_2O – 0.61-2.06 мас.%, K_2O – 0.04-0.12 мас.%, Cr_2O_3 – 0.04-0.39 мас.%, P_2O_5 – 2.16 мас.%. Вариации содержаний петрогенных оксидов представлены на диаграммах Харкера (рис. 22).

Вариации содержаний петрогенных оксидов представлены на диаграммах Харкера (рис. 22).

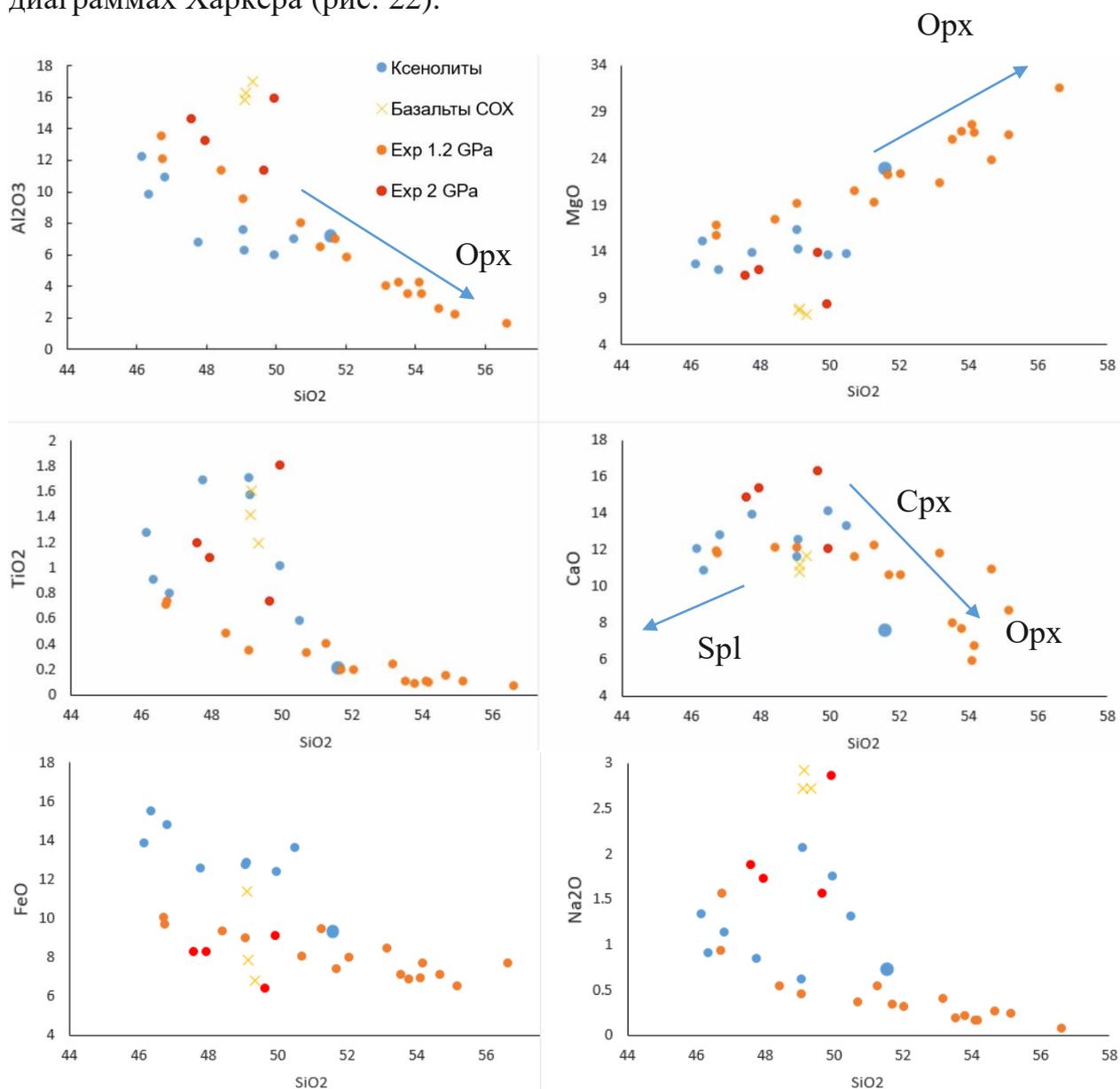


Рис. 22. Диаграммы Харкера. Сравнение с составами кумулятов, полученных в экспериментах (Muntener et al., 2001, Pertermann, Hirshmann 2003). Содержание оксидов в мас.%.

На вариационной диаграмме (рис. 22) для сравнения представлены содержания изучаемых пироксенитов, а также составы экспериментальных кумулятов пироксенитов, при давлении 1.2 GPa (Muntener et al., 2001), и эклогитов, при давлении 2 GPa (Pertermann, Hirshmann, 2003).

На другой вариационной диаграмме (рис. 23) составы пироксенитов сравниваются с ксенолитами гранулитов (Korshkova et al., 2017; Шарков, Пухтель, 1986; Kempton, 2001) и составами некоторых пикритов и базальтов (Farmer, 2007; Eggins, 1993; Пухтель И.С., 1993).

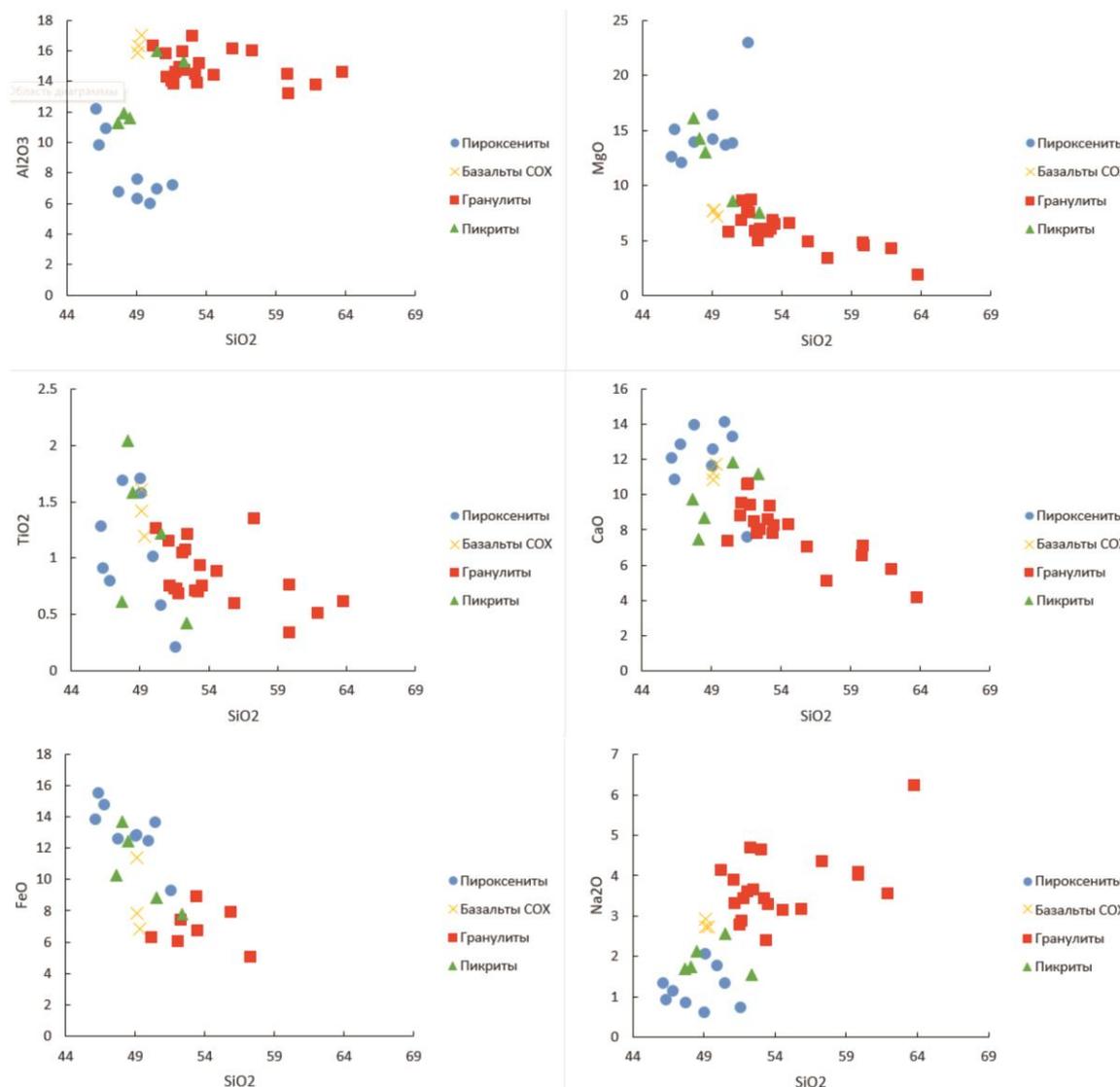


Рис. 23. Диаграммы Харкера. Сравнение с составами ксенолитов гранулитов, пикритов, и базальтов COX. Содержание оксидов в мас.%.

Ксенолиты пироксенитов по составу петрогенных элементов серьёзно отличаются от ксенолитов вышеуказанных гранулитов. Для гранулитов характерно более высокие содержания SiO₂ (45-63 мас.%), Al₂O₃ (12-17 мас.%), Na₂O (2-6 мас.%), и более низкие содержания MgO (2-9 мас.%), FeO (5-9 мас. %), CaO (4-12 мас.%) относительно пироксенитов. Содержание TiO₂ сопоставимо, и находится в пределах 0.3-1.7 мас.%

4.5 Составы редких элементов

Для изучаемых пироксенитов измерены и рассчитаны составы редких и редкоземельных элементов (рис. 24, 25). Для нанесения на спайдер-диаграммы, значения нормированы на хондрит C1 и примитивную мантию (Sun, 1982; Sun, McDonough, 1989). На диаграммах изучаемые пироксениты сравниваются с гранулитами, а именно: N42, N55 – Qz-Grt-гранулиты (Kempton et al., 2001), mk260, w524-8 – дупироксеновые гранулиты (Koreshkova et al., 2017, Koreshkova et al., 2001).

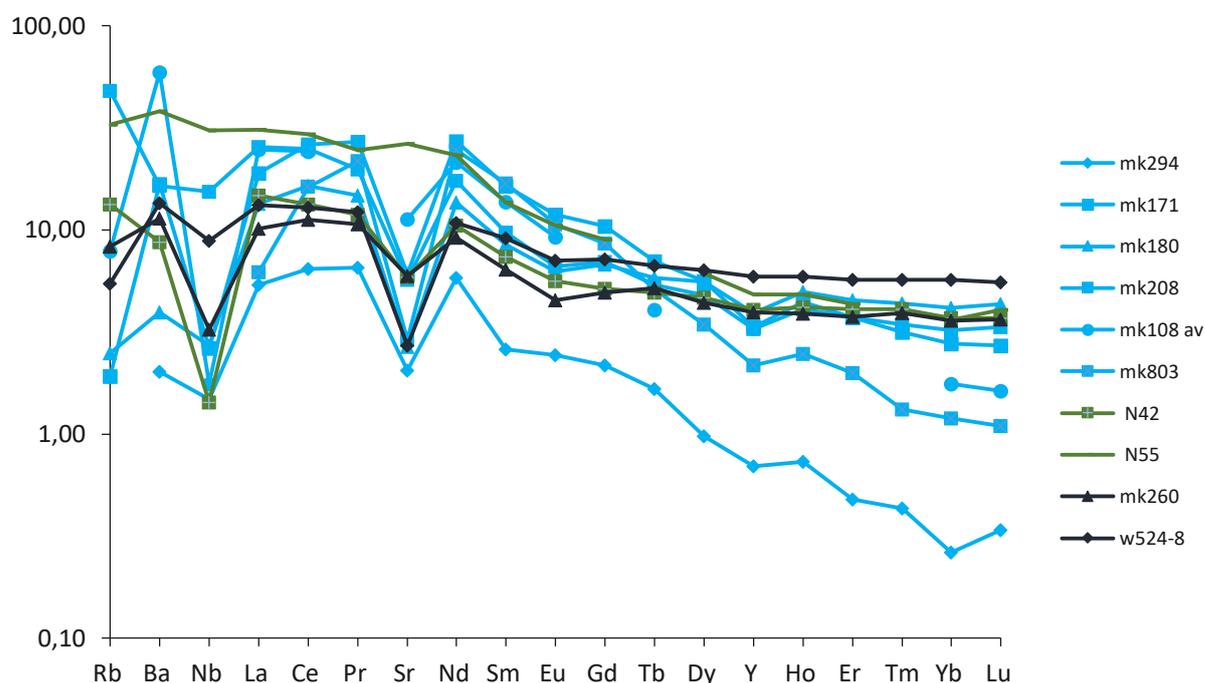


Рис. 24. Мультиэлементная диаграмма для составов ксенолитов. Образцы mk: 294, 171, 180, 208, 108av, 803 – изучаемые гранатовые пироксениты; N42, N55 – Qz-Grt-гранулиты; mk260 и w524-8 – дупироксеновые гранулиты. Значения нормированы (Sun, 1982; Sun, McDonough, 1989). Вертикальная ось – «порода/примитивная мантия».

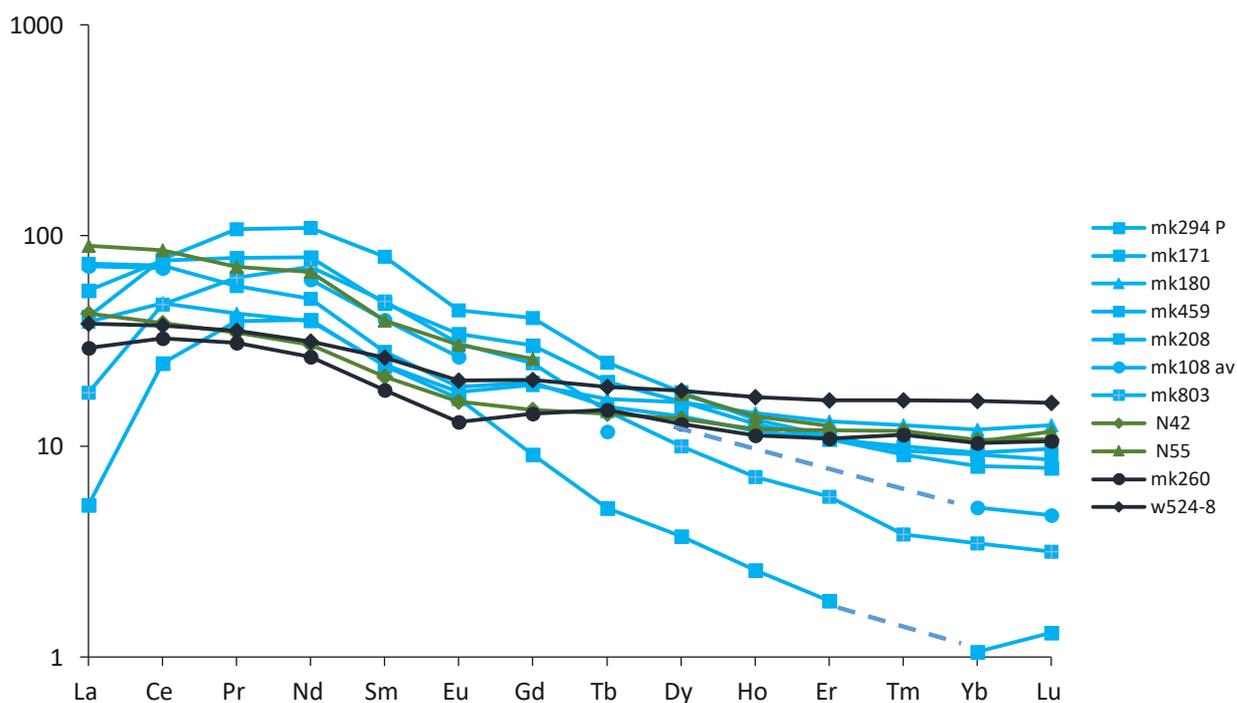


Рис. 25. Диаграмма нормированных содержаний редкоземельных элементов. Образцы mk: 294, 171, 180, 208, 108av, 803 – изучаемые гранатовые вебстериты; N42, N55 – Qz-Grt-гранулиты; mk260 и w524-8 – двупироксеновые гранулиты. Значения нормированы (Sun, 1982; Sun, McDonough, 1989). Вертикальная ось – «порода/хондрит»

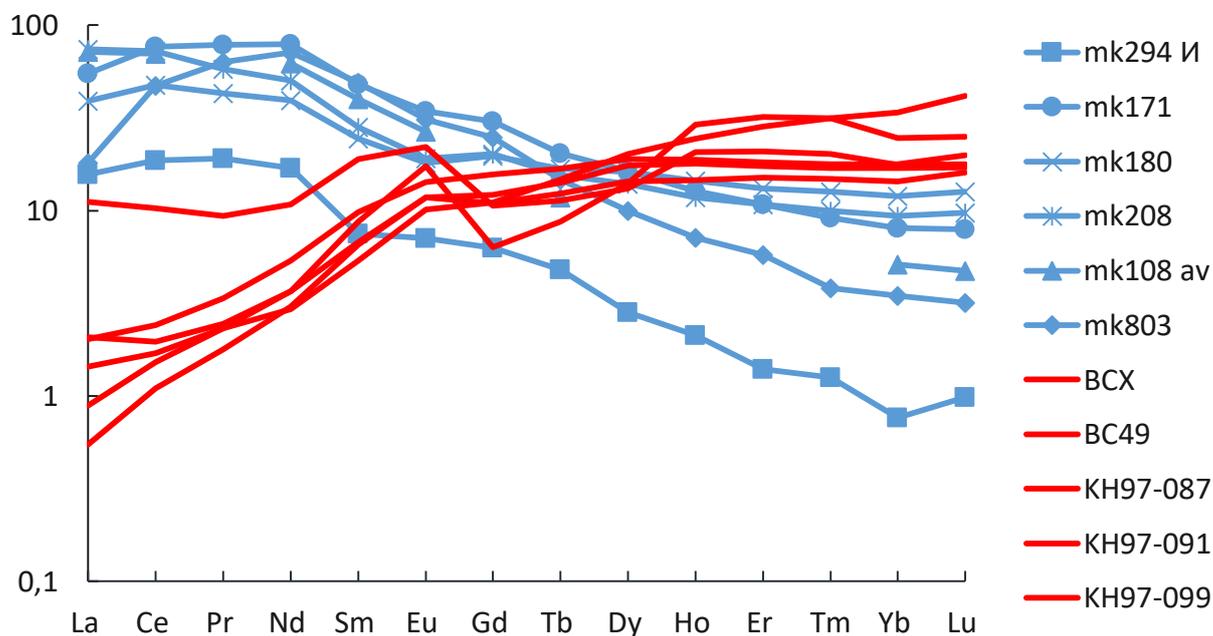


Рис. 26. Диаграмма нормированных содержаний редкоземельных элементов. Образцы mk: 294, 171, 180, 208, 108av, 803 – изучаемые гранатовые вебстериты; BCX, BC49, KN97-087, KN97-091, KN97-099 – реститовые гранатсодержащие породы палеодуги Кохиستان и ксенолиты эклогитов и гранатовых пироксенитов Сьерра-Невада (Lee et al., 2006, Garrido et al., 2006). Значения нормированы (Sun, 1982; Sun, McDonough, 1989). Вертикальная ось – «порода/хондрит».

Также для сравнения взяты содержания РЗЭ из реститовых гранатсодержащих пород (Lee et al., 2006, Garrido et al., 2006), образовавшихся при удалении легкоплавкой составляющей из габброидов в условиях нижней коры (рис. 26). Главной особенностью таких пород является обогащение HREE, совместимыми с реститовым гранатом, и обеднение LREE. В наших образцах ситуация противоположная.

4.6 Термобарометрия

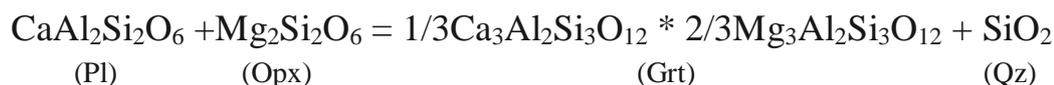
Для оценки P-T условий существования данной минеральной ассоциации и глубины, с которого могли быть вынесены ксенолиты, мы использовали следующие минеральные палеогеотермобарометры:

- Grt-Cpx (Fe^{2+} -Mg) геотермометр (Ravna, 2000);
- Grt-Pl-Орх(Cpx)-Qz геобарометр (Newton, Perkins, 1982);
- Grt-Орх геобарометр (Nickel, Green, 1985) – его модифицированная версия для пироксенитов (Taylor, 1998);
- Zr-in-rutile геотермометр (Watson, 2006).

Данные термометры и барометры пригодны для расчета параметров для пород основного состава и условий гранулитовой фации.

Геобарометр, предложенный Newton и Perkins в 1982 году, основан на следующих реакциях:

- 1) для системы с ортопироксеном:

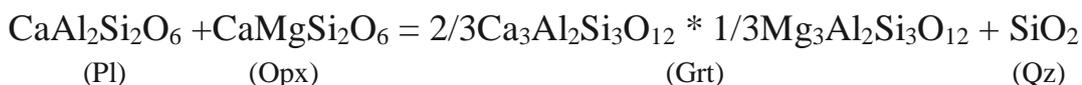


И имеет следующее геобарометрическое выражение:

$$P_{\text{орх}} = 3944 + 13.070T(\text{K}) + 3.5038T\ln K_A,$$

$$\text{где } K_A = \frac{(a_{\text{Ca}} * a_{\text{Mg}}^2)^{\text{Grt}}}{(a_{\text{Ca}}^{\text{Pl}}) * (a_{\text{Mg}_2}^{\text{Orx}})}$$

- 2) для системы с клинопироксеном:



И имеет следующее геобарометрическое выражение:

$$P_{\text{срх}} = 675 + 17.179T + 3.5962T\ln K_B,$$

$$\text{где } K_B = \frac{(a_{\text{Ca}}^2 * a_{\text{Mg}})^{\text{Grt}}}{(a_{\text{Ca}}^{\text{Pl}}) * (a_{\text{CaMg}}^{\text{Cpx}})}$$

Grt-Cpx геотермометр Ravna (2000) основан на реакции обмена Fe^{2+} и Mg между гранатом и клинопироксеном:

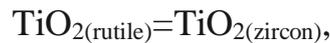
$$K_D = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Cpx}}$$

И имеет следующее уравнение:

$$T (^{\circ}\text{C}) = [(1939.9 + 3270 X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} - 1396 (X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}})^2 + 3319 X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}} - 3535 (X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}})^2 + 1105 X_{\text{Mg\#}}^{\text{Grt}} - 3561 (X_{\text{Mg\#}}^{\text{Grt}})^2 + 2324 (X_{\text{Mg\#}}^{\text{Grt}})^3 + 169.4 P(\text{GPa})) / (\ln K_D + 1.223)] - 273,$$

где $K_D = (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Grt}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})^{\text{Cpx}}$, $X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}} = \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ в гранате, $X_{\text{Mn}}^{\text{Grt}} = \text{Mn} / (\text{Ca} + \text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ в гранате, $X_{\text{Mg\#}}^{\text{Grt}} = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в гранате.

Геотермометр Zr-in-Rt (Watson, 2006) основан на простой реакции:



для которой константа равновесия равна $k^1 = \frac{a_{\text{TiO}_2}^{\text{zircon}}}{a_{\text{TiO}_2}^{\text{rutile}}}$,

где a_{TiO_2} активность TiO_2 в рутиле или цирконе, и поскольку рутил представляет собой практически чистый TiO_2 $a_{\text{TiO}_2}^{\text{rutile}} \sim 1$, тогда $k \cong \frac{\text{zircon}}{\text{TiO}_2}$. Поэтому:

$$a_{\text{TiO}_2}^{\text{zircon}} = \gamma_{\text{TiO}_2}^{\text{zircon}} X_{\text{TiO}_2}^{\text{zircon}} = \exp \left[\frac{-\Delta G_1^0}{RT} \right],$$

где γ – коэффициент активности и X мольная доля TiO_2 в цирконе, ΔG_1^0 – изменение свободной энергии для реакции 1, когда «реагент» и «продукт» находятся в своих стандартных состояниях, R – газовая постоянная, T – абсолютная температура.

На основе данных уравнений рассчитаны P-T параметры для изучаемых пироксенитов (Таблица 5). Для сравнения приведены данные ксенолитов гранулитов из работы Koreshkova et al., (2017) (Таблица 6).

Данные пироксенитов и гранулитов мы можем сравнить, поскольку давление для плагиоклаз содержащего образца mk788 посчитан при помощи двух барометров, а именно Grt-Pl-Orx(Cpx)-Qz барометра Newton, Perkins, (1982), и Grt-Orx барометра Taylor, (1998), и полученные результаты достаточно близки.

Таблица 5. Рассчитанные P-T параметры для ксенолитов пироксенитов

Образец	T ядра (°C)	T край (°C)	P ядра (GPa)	P край (GPa)	$TZr-in-Rt$ (°C)
mk188	770	660	1.65	1.1	860
mk208	750	690	1.3	1.8	910
mk190	730	630	1.3	1.7	
mk459	780	670	2.2	1.8	795
mk191	760	630	1.4	1.2	
mk294	885	740	1.4	1.3	800
mk341	820	660	1.6	1.1	
mk549	790	670	1.7	1.1	760
mk788	800	690	1.4	1.2	
mk803	820	710	2.1	1.8	910

примечание: T ядра и T край – Grt-Cpx геотермометр (Ravna, 2000), P ядра и P край – Grt-Orx геобарометр (Nickel, Green, 1985) – модификация для пироксенитов (Taylor, 1998); $TZr-in-Rt$ геотермометр (Watson, 2006).

Таблица 6. Рассчитанные P-T параметры для ксенолитов гранулитов.

Образец	T ядра (°C)	T край (°C)	P ядра (GPa)	P край (GPa)	$TZr-in-Rt$ (°C)
Mk111	800	680	1.3	1.2	890
Mk325	710	670	1.3	1.3	
Mk326	770	635	1.4	1.2	860
Mk523	790	570	1.5	1.2	870
mk104	790	720	1.3	1	
mk170	890	705	1.4	1.2	
w524-8	880	700	1.5	1.3	
mk801	760	670	1.2	1.2	
mk788	830	660	1.5	1.1	
mk525	750	640	1.3	1.1	

примечание: T ядра и T край – Grt-Cpx геотермометр (Ravna, 2000), P ядра и P край – Grt-Pl-Orx(Cpx)-Qz геобарометр (Newton, Perkins, 1982), $TZr-in-Rt$ геотермометр (Watson, 2006). Данные из работы Koreshkova et al., (2017).

На основе приведенных таблиц с P-T параметрами ксенолитов пироксенитов и гранулитов построены диаграммы с трендами (рис. 27).

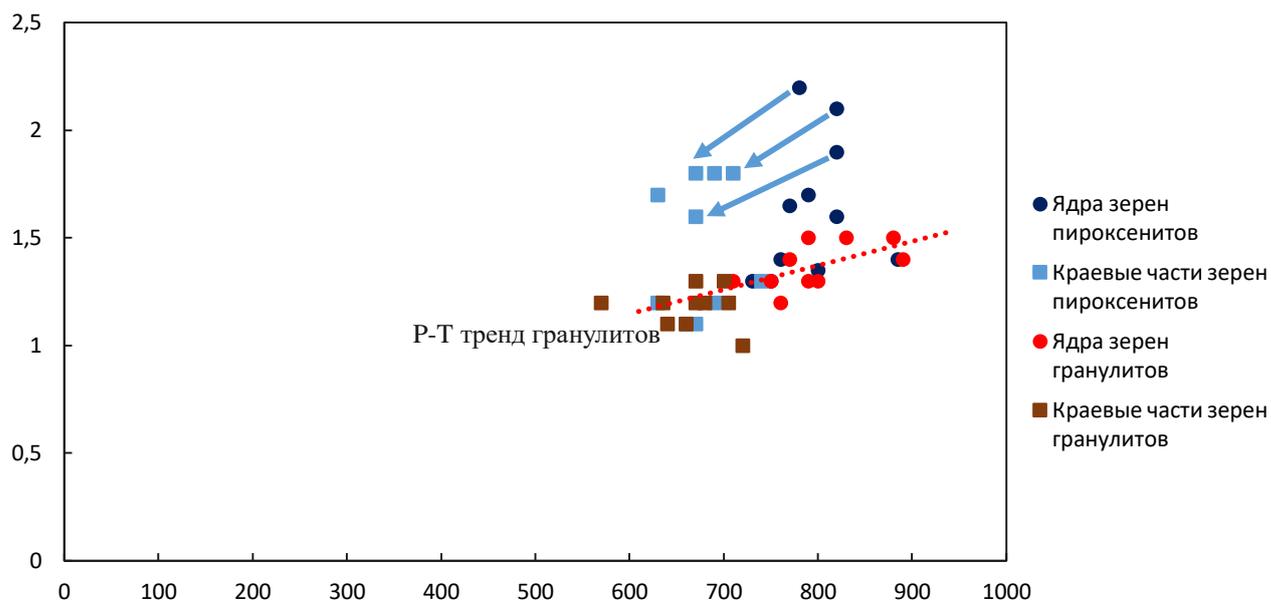


Рис. 27. Диаграмма давление-температура. Примечание: по вертикали – давление P (GPa), по горизонтали – температура T ($^{\circ}\text{C}$).

Как видно из рисунка 27, порода претерпевала не только остывание, но и декомпрессию, о чем свидетельствует также келифитовые каймы зерен граната, а также выделение в зернах рутила ильменитовых кайм, с образованием зерен циркона.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

5.1 Состав пород

Как показано на диаграммах Харкера (рис. 22), в изучаемых ксенолитах содержания Al_2O_3 колеблются от 6.00 до 12.19 мас.%, а для базальтов срединно-океанических хребтов характерны значения 15.85-17.04 мас.%. Также отличие наблюдается в содержании суммы щелочей Na_2O+K_2O , а именно значения 0.85-2.10 мас.% для ксенолитов, и 2.89-3.13 мас.% для базальтов СОХ (рис. 20). Таким образом, гранатовые вебстериты существенно беднее Al_2O_3 и богаче MgO , что может соответствовать составу пикритов, но не противоречит составу кумулятивных пироксенитов.

По величине коэффициента магнезиальности $mg\# \sim 0.65$ и содержанию Cr и Ni образцы mk171, mk180, mk208, mk459, mk788, mk803 соответствуют примитивным магмам, выплавившимся из мантийного перидотита. Тем не менее, высокую магнезиальность и высокие содержания совместимых элементов следует ожидать и в кумулятивных породах. Как показывают экспериментальные данные (Muntener et al., 2001; Pertermann & Hirshmann, 2003), такое значение магнезиальности может соответствовать кумулятам не из примитивных расплавов, а из эволюционировавших. Но такие эволюционировавшие расплавы уже значительно обеднены Cr и Ni .

Для проверки предположения о кумулятивном происхождении пироксенитов мы сравнили составы экспериментально полученных кумулятов и наших образцов. На вариационных диаграммах представлены данные из работ (Muntener et al., 2001; Pertermann & Hirshmann, 2003), в которых моделируются кристаллизационная дифференциация базальтового расплава при давлении 1.2 ГПа в водосодержащих условиях и 2 ГПа в сухих условиях. Сходство с кумулятивными вебстеритами (2 ГПа) устанавливается для образца mk294, тогда как остальные значительно богаче железом при данном содержании SiO_2 , чем кумулятивные породы.

Для проверки предположения о реститовой природе исследуемых пород мы сравнили составы наших образцов с некоторыми известными гранатсодержащими реститовыми породами, образовавшимися при удалении легкоплавкой составляющей из габброидов в условиях нижней коры. Главной особенностью таких пород является обогащение HREE и Y, совместимыми с реститовым гранатом. Такого обогащения не наблюдается в исследуемых образцах.

Графики редкоземельных элементов для пироксенитов достаточно монотонные, что характерно для слабо- или недифференцированных магм, а также наблюдается обеднение самыми несовместимыми элементами – La, Ce

(рис. 23). Для сравнения мы взяли вариации содержаний РЗЭ в ксенолитах гранулитов, что их графики еще более пологие, и обеднение несовместимыми элементами не прослеживается.

5.2 Термобарометрия

Нами произведено сравнение расчетов P-T параметров гранулитов и изучаемых вебстеритов (рис. 27). По данным Koreshkova et al., (2017), изучаемые минеральные ассоциации вебстеритов образованы около 1.7 млрд. лет назад, что следует из определения возраста циркона, находящегося в равновесии с гранатом породе (образец mk459).

Исходя из данных таблиц 5 и 6, расчетная глубина образования минеральных ассоциаций гранулитов составляет 30-45 километров (при давлении 1-1.3 GPa для краевых частей зерен минералов, и 1.2-1.5 GPa для центральных), и может соответствовать увеличенной мощности земной коры того времени.

Для вебстеритов же расчетная глубина составляет 40-65 (при давлении 1.1-1.8 GPa для краевых частей зерен минералов, и 1.3-2.2 GPa для центральных), и данные значения показывают их принадлежность к нижней коре увеличенной мощности, или к палеогранице кора-мантия (граница Мохоровичича), или непосредственно к верхней мантии. Подобная мощность коры 1.8 млрд. лет назад для данной территории была вполне возможна, поскольку существовал Лапландско-Кольский коллизионный ороген.

Вопрос принадлежности ксенолитов, для которых получены оценки давления больше 1.6 ГПа, к нижней коре или верхней мантии остается открытым, если рассматривать только условия метаморфизма. Однако по своему происхождению это коровые породы, поскольку представляют собой недифференцированные магмы, которые должны были закристаллизоваться вблизи или на поверхности, или кумуляты магм, дифференциация которых происходила в пределах коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основе полученных данных, можно заключить:

1. Вебстериты являются метаморфическими породами, и их минеральная ассоциация образовалась при температурах от 730 до 885 °С, и давлениях от 1.3 до 2.2 GPa. Температура ниже солидуса пород в сухих условиях при данных значениях давления, и данные породы не могли кристаллизоваться из магм. Также породы могли испытывать декомпрессию, о чем говорят разные значения P-T параметров для центральных и краевых частей зерен минералов.

2. В ксенолитах представлены породы разного происхождения: кумуляты и недифференцированные магматические породы, близкие по составу пикритам.

По результатам исследований образец mk294 является кумулятивной породой, образовавшейся при дифференциации базальтовой или пикритовой магмы. Об этом говорит его сравнение с экспериментальными кумулятивными породами по составам главных и редких элементов.

Остальные образцы по мнению автора являются недифференцированными магматическими породами, близкими по составу к пикритам. В пользу этого также свидетельствует сравнение с составами пикритов различных вулканических провинций и графики распределения редких и редкоземельных элементов.

Данная работа является попыткой детального описания и изучения ксенолитов гранатовых вебстеритов из даек и трубок взрыва на островах Кандалакшского архипелага. Впервые интрузивные тела на островах описаны в 1924 году Куплетским и Белянкиным, в дальнейшем тела изучались, однако должного внимания гранатовым вебстеритам уделено не было.

Изучение глубинных ксенолитов позволяет судить о составе нижней коры и верхней мантии, а также о процессах, протекающих в них. Пироксениты являются важной составляющей верхней мантии и играют важную роль в образовании базальтовых магм. Таким образом, происхождение ксенолитов из оливин-мелилититовых даек и трубок взрыва района г. Кандалакша представляет интерес и с фундаментальной точки зрения происхождения глубинных пироксенитов, и сточки зрения геологической истории региона, учитывая предполагаемый древний (> 1.7 млрд лет) возраст пород.

С практической точки зрения эти данные нужны для интерпретации строения нижней коры и верхней мантии, в том числе, интерпретации

геофизических данных. Эти данные также нужны для реконструкции геологической истории региона, поскольку метаморфическая история нижней коры неразрывно связана с историей верхнекоровых пород и обусловлена теми же геологическими событиями.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Amelin Y. V., Semenov V. S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1996. – Т. 124. – №. 3-4. – С. 255-272.
2. Artemieva I.M., Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian platform, Earth and Planetary Science Letters, Volume 213, Issues 3–4, 2003, Pages 431-446.
3. Artemieva I.M., Thybo H. EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region //Tectonophysics. – 2013. – Т. 609. – С. 97-153.
4. Downes, Hilary. "Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: Ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa." Lithos 99.1-2 (2007): 1-24.
5. Eggins S. M. Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1993. – Т. 114. – №. 1. – С. 79-100.
6. Farmer G.L. 3.03 - Continental Basaltic Rocks, Editor(s): Heinrich D. Holland, Karl K. Turekian, Treatise on Geochemistry, Pergamon, 2007, Pages 1-39.
7. Garrido C. J. et al. Petrogenesis of mafic garnet granulite in the lower crust of the Kohistan paleo-arc complex (Northern Pakistan): implications for intra-crustal differentiation of island arcs and generation of continental crust //Journal of Petrology. – 2006. – Т. 47. – №. 10. – С. 1873-1914.
8. Howie R. A., Zussman J., Deer W. An introduction to the rock-forming minerals. – London, UK: Longman, 1992. – С. 696.
9. Ivanikov, V.V., Rukhlov, A.S., Dike Series of the Kandalaksha Graben: Their Petrographic Nomenclature and Genetic Systematics, *Vestn. Sl-Peterburg. Gos. Univ., Ser. 7*, 1996, issue 2, no. 14, pp. 128-137.
10. Juopperi H., Vaasjoki M. U-Pb mineral age determinations from Archean rocks in eastern Lapland //Special Paper-Geological Survey of Finland. – 2001. – С. 209-228.
11. Kempton, P. D., Downes, H., Neymark, L. A., Wartho, J. A., Zartman, R. E. & Sharkov, E. V. (2001). Garnet granulite xenoliths from the Northern Baltic Shield – the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? *Journal of Petrology* 42, 731–763.

12. Kempton, P. D., Downes, H., Sharkov, E. V., Vetrin, V. R., Ionov, D. A., Carswell, D. A. & Beard, A. (1995). Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic Shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane. *Lithos* 36, 157–184.

13. Kempton, P. D., et al. "Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane." *Lithos* 36.3-4 (1995): 157-184.

14. Koreshkova, M. Yu., Levsky, L. K. & Ivanikov, V. V. Petrology of a lower crustal xenolith suite from dykes and explosion pipes of Kandalaksha graben. *Petrology* 9, 2001, 79–96.

15. Koreshkova, Marina & Downes, Hilary & Levsky, Lev & Millar, Ian & Larionov, Alexander & Sergeev, s. (2017). Geochronology of metamorphic events in the lower crust beneath NW Russia: a xenolith Hf isotope study. *Journal of Petrology*. *Journal of Petrology*. 58

16. Koreshkova, Marina & Levsky, & Levskii, Lev & Ivanikov, (2001). Petrology of a lower crustal xenolith suite from dykes and explosion pipes of Kandalaksha graben. *Petrology*. 9. 79-96.

17. Le Maitre R. W. et al. *Igneous rocks //A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, Cambridge. – 2002. – T. 2.

18. Lee C. T. A., Cheng X., Horodyskyj U. The development and refinement of continental arcs by primary basaltic magmatism, garnet pyroxenite accumulation, basaltic recharge and delamination: insights from the Sierra Nevada, California // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2006. – T. 151. – C. 222-242.

19. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levsky L.K, Bogomolov E.S., Krylov I.N. Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research*. 1998. V.92, № 3. P.223-250.

20. Mints, M. & Dokukina, Ksenia & Konilov, Alexander. (2014). The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Research*. 25. 561–584.

21. Mints, M. & Kaulina, T. & Konilov, Alexander & Krotov, Alexander & Stupak, Vladimir. (2007). The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism. *Gondwana Research*. 12. 252-267.

22. Mintz, M. V., Glaznev, V. N., Konilov, A. N., Kunina, N. M., Nikitichev, A. P., Raevsky, A. B., Sedikh, Yu. N., Stupak, V. M. & Fonarev, V. I. (1996). The

Early Precambrian of the Northeastern Baltic Shield: palaeogeodynamics, crustal structure and evolution. Nauchnii Mir (in Russian).

23. Müntener O., Kelemen P., Grove T. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V.141. P.643-658.

24. Müntener, Othmar & Kelemen, Peter & Grove, Timothy. (2001). The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: An experimental study. *Contributions To Mineralogy and Petrology - CONTRIB MINERAL PETROL.* 141. 643-658

25. Newton, R.C. & Perkins, D. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist* 67, 203-222, 1982.

26. Nikitina, L. P., Levskii, L. K., Lokhov, K. I., Belyatskii, B. V., Zhuravlev, V. A., Lepekhina, E. V. & Antonov, A. V. (1999). Proterozoic alkaline ultramafic magmatism in the eastern part of the Baltic Shield. *Petrology* 7, 246–266.

27. Pertermann M., Hirshmann M. 2003. Anhydrous Partial Melting Experiments on MORB-like Eclogite: Phase Relations, Phase Compositions and Mineral–Melt Partitioning of Major Elements at 2–3 GPa. *Journal of Petrology*, Volume 44, Issue 12, 1 December 2003, Pages 2173–2201.

28. Ravna, E.K. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 211-219, 2000.

29. Sharkov E. V., Downes H. Evolution of the Kola-Karelian domain of the Baltic Shield: Integration of surface and xenolith data, SVEKALAKO meeting //Abstracts, S-Petersburg. – 1998.

30. Skuf' in P.K., Theart H.F.J. Geochemical and tectono-magmatic evolution of the volcano-sedimentary rocks of Pechenga and other greenstone fragments within the Kola Greenstone Belt, Russia // *Precambrian Res.* 2005. V. 141. P. 1–48.

31. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., et al., The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts, *Science* 316, 412–417 (2007).

32. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications.* – 1989. – T. 42. – №. 1. – C. 313-345.

33. Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 179-192.

34. Taylor, W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 172, 381-408, 1998.

35. Watson, E.B., Wark, D.A. & Thomas, J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, 413-433, 2006.

36. Балаганский В.В., Горбунов И.А., & Мудрук С.В. (2016). Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит). *Вестник Кольского научного центра РАН*, (3 (26)), 5-11.

37. Балаганский, В. В., Ветрин, В. Р., Морозова, Л. Н., Мудрук, С. В., & Пожиленко, В. И. (2012). Региональная геология и тектоника Кольского региона: краткий обзор, новые подходы и результаты. *Вестник Кольского научного центра РАН*, (1), 13-20.

38. Бибикова Е.В, Володичев О.И. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. – 2004. – Т. 12. – №. 6. – С. 609-631.

39. Биндеман И.Н., Шарков Е.В., Ионов Д.А. Ксенолиты биотито-гранато-ортопироксеновых пород из дайкообразной трубки взрыва о-ва Еловый (Белое море). // *ЗВМО*, 1990, вып.3, ч.119, с.1-11.

40. Ветрин В. Р., Немчин А. А. U-Pb возраст цирконов из ксенолита гранулитов в трубке взрыва на о. Еловом (южная часть Кольского полуострова) // *Доклады РАН*. – 1998. – Т. 359. – №. 6. – С. 808-810.

41. Ветрин В. Р., Чупин В. П., Яковлев Ю. Н. Источники терригенного материала и геодинамические условия формирования высокоглиноземистых гнейсов фундамента Печенгской палеорифтогенной структуры // *Вестник Кольского научного центра РАН*. – 2012. – №. 1. – С. 92-99.

42. Ветрин В.Р., Калинин М.М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза. *Апатиты*, 1992. 109 с.

43. Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии: геология и петрология. – Наука. Ленингр. отделение, 1990. 245 с.

44. Глебовицкий В.А. Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2005. – 711 с.

45. Малов Н.Д. Структурно-петрологические и металлогенические особенности друзитов северо-западного Беломорья. *Вестник Санкт-Петербургского университета, Науки о Земле*, 2015, 73-84.

46. Миллер Ю. В. и др. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // *Вестник СПбГУ. Сер. 7*. – 1995. – №. 4. – С. 63.

47. Миллер, Ю. В. Беломорский подвижный пояс Балтийского щита / Ю. В. Миллер // *Региональная геология и металлогения*. – 2006. – № 27. – С. 5-14.

48. Минц М. В. и др. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // *Доклады академии*

наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2010. – Т. 434. – №. 6. – С. 776-781.

49. Неймарк Л.А., Немчин А.А., Ветрин В.Р. Sm-Nd и Pb-Pb изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из даек и трубок взрыва южной части Кольского полуострова // Доклады АН. – 1993. – Т. 329. – №. 6. – С. 781-784.

50. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Отв. ред. Шарпенюк Л.П. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2008. 200 с.

51. Пухтель И.С. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам онежского плато, Балтийский щит //Петрология. – 1995. – т. 3. – №. 4. – с. 397-419.

52. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): монография / Институт геологии КарНЦ РАН. — Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. – 296 с.

53. Шарков Е.В., Пухтель И.С. Петрология эклогитов (гранатовых вебстеритов) и эклогитоподобных пород из трубки взрыва о. Елового (Кольский полуостров). //Известия АН СССР, 1986, сер. геол., N 8, с. 32-45.

54. Шуркин К.А., Румянцева Т.А. Эксплозивные брекчии Кандалакшского комплекса щелочных лампрофиров//Петролого-минералогические особенности пород технических камней. - М.: Наука, 1979. - С.131-146.